

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 0116

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист №-52-XI

Объяснительная записка

Составитель *Л.П.Карсаков*

Редактор *Ю.Б.Казмин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

9 февраля 1967 г., протокол № 4

МОСКВА 1974

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-XI ограничена координатами $54^{\circ}40' - 55^{\circ}20'$ с.ш. и $130^{\circ}00' - 131^{\circ}00'$ в.д. По административному делению она относится к Зейскому району Амурской области РСФСР.

В орографическом отношении рассматриваемая территория расположена в области сочленения южных предгорьев Станового хребта и западных отрогов хр. Джугдыра с северо-восточной окраиной Верхнезейской депрессии, что обуславливает разнообразие рельефа района. Наиболее возвышенная северо-восточная часть района представляет собой высокогорье со скалистыми вершинами водоразделов и крутыми склонами. Северная и юго-восточная части площади листа относятся к среднегорью с широкими стлаженными водоразделами и вытопленными долинами. Низкотеренный рельеф центральной части района к юго-западу сменяется холмисто-увалистой равниной. Абсолютные отметки высот в высокогорной части района достигают $1700-1800$ м, а относительные превышения колеблются в пределах $500-600$ м. Здесь же расположена высота с наименьшей абсолютной отметкой 1954 м. С северо-востока на юго-запад абсолютные отметки и относительные превышения постепенно уменьшаются соответственно до $400-500$ и $50-100$ м.

Главной водной артерией территории является р. Зей, протекающая с севера на юг до устья р. Купури и далее на юго-запад. Ширина ее достигает $200-350$ м, глубина на плесах не превышает 4 м, а на перекатах $0,5$ м. Средняя скорость течения реки равна $1,3$ м/сек. На описываемой территории р. Зей принимает ряд крупных притоков: слева - реки Купури, Джаргма, справа - реки Итмиди, Якодokit. Река Бол. Иракан, дренирующая северо-западную часть района, впадает в р. Зей за пределами территории. Все эти реки текут в широкообразных долинах шириной от 200 до 2000 м,

имеет многочисленные перепады и прижимы и несоблюдя глубину (1,1 - 1,5 м). Режим рек не устойчивый, сток в основном формируется за счет атмосферных осадков.

Обнаженность района неравномерная; коренные выходы породы наблюдаются по берегам крупных рек и их некоторых притоков.

В пределах среднегорья и высокогорья коренные обнажения встречаются также и на водоразделах. В области холмисто-увалистого рельефа они практически отсутствуют.

Климат района резко континентальный. По данным метеостанции "Докшак" (1960-1963 гг.), среднегодовая температура воздуха равна $-6,5^{\circ}\text{C}$; с минимумом в январе (-50°C) и максимумом в июле ($+32^{\circ}\text{C}$). Зима продолжительная (до 6 месяцев), малоснежная, лето короткое дождливое. Среднегодовое количество осадков в районе составляет 450-510 мм, из которых 60-70% выпадает в июле и августе. Снег ложится в конце октября и сходит в конце апреля. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развитие многолетней мерзлоты, которая препятствует нормальному развитию почвенного покрова. В высокогорье и среднегорье преобладают грубоокрепленные и щебнистые почвы, в низкотерье и в области развития холмисто-увалистого рельефа - суплиннесто-щебнистые, слабо оподзоленные почвы. На заболоченных участках развиты торфянистые, а на аллювиальных наносах встречаются суплиннестые и супесчаные почвы. Мощность почвенного слоя превышает 0,5 м.

Растительность горно-таежная. Наиболее широко распространена лиственница, меньше ель, сосна, береза, кедровый стланник. Заболоченные участки заросли осокой и мхами с угнетенной карликовой древесной и кустарниковой растительностью. В северо-восточной горьцовой части района преобладают лишайники.

Животный мир разнообразен. Здесь водятся лось, белка, бурнлук, дикий олень, кабарга, бурый медведь, лиса, горностай, соболь, заяц и др. Район богат боровой и водоплавающей пичией. В реках много рыбы.

Вблизи устья р. Купури расположен единственный населенный пункт - метеостанция "Докшак", которую обслуживают несколько человек. Район посещается охотниками и оленеводами из ближайшего пос. Боннак, расположенного в 175 км к западу. Сообщение в районе возможно по вычным тропам, проложенным вдоль крупных рек, и по рекам Зее и Купури на моторных лодках. На косах р. Зее, вблизи устья р. Джалаури и других местах возможна посадка

самолетов Ан-2. Реки Зее и Купури пригодны для сплава леса.

В связи с отдаленностью и труднодоступностью территории листа N-52-XI до последнего времени оставалась слабо изученной. Первые сведения об орографии и геологии территории листа получены в результате работ Н.Г. Мелничко (Мельников, 1933), Н.П. Аносова (1857г), З.В. Анерта (1915), установивших здесь широкое развитие разнообразных изверженных и метаморфических пород и признаки золотоносности. После этого район неоднократно посещался многочисленными отрядами старателей и поисковыми партиями золотопромышленных компаний, но данные по этим работам не сохранились.

В 1937 г. А.Саяпин (1937г) и в 1944 г. Н.Н. Проскочин (1945г) проведомостили поиски золота в долинах рек Киндиджака и Купури. Ими долины этих рек оценены отрицательно на россыльное золото.

В 1950 г. П.С. Матросов (1951г) и В.В. Волков (1951г) провели специализированные поисково-съемочные работы масштаба 1:500 000 в северной части территории листа N-52-XI. Метаморфические породы разделены ими на четыре свиты и отнесены к архей.

В 1950-1952 гг. П.А. Сушков и В.А. Левченко (1952г) составили некондиционную геологическую карту масштаба 1:200 000 для восточной половины территории листа N-52-XI. Метаморфические образования были отнесены к архей и рассчитаны на четыре свиты. Несмотря на то, что П.А. Сушков и В.А. Левченко проводили геологическую съемку одновременно с П.С. Матросовым и В.В. Волковым на смежных площадях, схема стратиграфии, выработанные этими исследователями, мало увязываются между собой. П.А. Сушков выявил ряд скрупулов свинцово-цинковых проявлений за пределами территории листа.

Из региональных работ, выполненных к этому времени за пределами территории листа, большое значение для правильного понимания геологии района имеют работы Д.С. Коржинского (1935, 1939) и И.К. Дзевановского (1958, 1959). Д.С. Коржинский положил начало изучению архейского комплекса Алданского шита, рассчитав его на три серии: интрукту, титонскую и джелтулинскую. Большое внимание в работах Д.С. Коржинского отводилось исследованию метаморфических процессов, в частности ретроградного метаморфизма.

И.К. Дзевановский детализировал и дополнил схему Д.С. Коржинского, расчленив серии архей на свиты, и заложил основы

разделения метаморфических образований в регионе на архейские и нижнепротерозойские, впервые выделив нижнепротерозойский комплекс метаморфических пород в зоне Станового хребта.

В 1956 г. Г.Г. Марченко и В.Н. Мошкин (1957 ф) провели геологическую съемку западной половины территории листа М-52-ХІ в масштабе 1:1 000 000. Впервые в районе ими выделены нижнепротерозойские метаморфические и магматические образования. Тейсовый комплекс нижнего протерозоя они разделили на две серии: дучинскую (нижняя), сложенную преимущественно амфиболовыми гнейсами, и улахонскую (верхняя), представляющую в основном биотитовыми гнейсами. Впоследствии В.Н. Мошкин (1961 ф) по этим материалам выделил джугаринскую и тамбканскую свиты дучинской серии. Ввиду неправильной расчленки структуры района положение этих свит в разрезе метаморфических пород при последующих работах не подтвердилось (Карсаков, 1964 ф). Среди протерозойских интрузий Г.Г. Марченко и В.Н. Мошкиным выделялись таброиды майского-джанинского, гранитоиды древнестанового, токсого-алто-минского и маратайского комплексов, среди мезозойских — вулканские, и в верхнемеловые гранитоиды. Раннепротерозойские двусилидные гранитоиды были отнесены к породам древнестанового комплекса и, частично, к вулканам гранитоидов.

В 1960 г. под редакцией Л.И. Красного издана Государственная геологическая карта листа М-52 (Красный и др., 1960) в масштабе 1:1 000 000. Для площади листа М-52-ХІ за основу при составлении этой карты взяты результаты работ П.А. Сущкова, В.А. Левченко, П.С. Матросова, В.В. Волкова, Г.Г. Марченко, В.Н. Мошкина.

В 1961-1965 гг. Геологосъемочная экспедиция Дальневосточного геологического управления проводила в пределах площади листа М-52-ХІ геологическую съемку и поиски масштаба 1:200 000. Геологическая карта масштаба 1:200 000 на северную часть территории составлена В.А. Дыренко (1962 ф, 1963 ф), на южную — Л.П. Карсаковым (1964 ф, 1965 ф). Материалы этих работ легли в основу геологической карты и карты полезных ископаемых листа М-52-ХІ и настоящей объяснительной записки к ним.

При составлении геологической карты листа М-52-ХІ учтены результаты геологической съемки масштаба 1:50 000 в бассейне р. Унина (Руденко, 1966 ф), а также геологических съемок масштаба 1:200 000 и исследований, проведенных на отдельных территориях (Гимельфарб, 1963; Казанин, 1963; Микаилов, 1963; Ломак, 1964; Сей, 1960; Мошкин, 1961, 1961 ф и др.).

При проведении геологосъемочных работ и составлении геологической карты использовались аэроматгнитные карты в графиках А Т масштаба 1:200 000 (Казанов и Казачихина, 1957 ф; Золотарев, 1960 ф), 1:100 000 (Лукасин, 1962 ф) для всей территории листа и траймерическая карта масштаба 1:200 000 (Рейнид, 1963 ф) для его юго-западной части, а также результаты дешифрирования аэрофотограмм масштаба 1:25 000.

На картах графиков А Т по отрицательному магнитному полю интенсивность от 0 -400 гамм обрисована контуры массива раннепротерозойских двусилидных гранитов (рис. 1). Для площадей развития раннепротерозойских и раннемеловых таброидов характерны магнитные поля интенсивностью от +1000 до +2000 гамм, раннемеловых (?) гранитоидов — закономерные магнитные поля интенсивностью от -600 до +700 гамм. В отдельных местах по устойчивому отрицательному магнитному полю интенсивность от -200 до -700 гамм намечаются контуры площадей, занятых метаморфическими породами нижнего протерозоя. Линейно вытянутые положительные аномальные значения Δ Т контролируют тектонические нарушения.

На аэрофотограммах отчетливо дешифрируются молодые разрывные нарушения, площади распространения рыхлых отложений неотчетвертичного возраста, четвертичных аллювиальных и ледниковых отложений, некоторые детали геоморфологического строения района. На отдельных участках (реки Якодокит, Онони, Карчедак) на аэрофотограммах хорошо видны меловые дайки.

Геологическая карта листа М-52-ХІ полностью увязана с картами, составленными для смежных площадей, граничащих с районом на севере и востоке. На юге сопредельный лист не картирован. По западной рамке имеется невязка с соседним листом в трассе возроста двусилидных гранитов. Новейшими исследованиями установлено, что двусилидные граниты являются более молодой фазой раннепротерозойских (?) интрузий, чем древнестановые граниты (Карсаков, 1964 ф, 1965 ф). На карте полезных ископаемых сопредельного с запада листа М-52-ХІ к его восточной рамке подведен обширный шиховой ореол рассеяния шевита и электрометаллогенный ореол рассеяния синца. На территории листа М-52-ХІ шевит в шихах распространяется повсеместно и локальных ореолов не образует. Ореол рассеяния синца на площади листа М-52-ХІ, по данным электрометаллогенетического опробования донных осадков, не распространяется.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории принимают участие метаморфические образования архей и протерозоя, осадочно-вулканитенные породы мезозоя и каноизойские рыхлые отложения. Кроме того, широко развиты интрузивные породы раннепротерозойского раннемелового (?) и позднемелового возраста. Наиболее широко распространены метаморфические образования протерозоя и раннемеловые интрузивные породы.

А Р Х Е Й

Джелтулинская серия

Архейские образования (адланский комплекс) развиты на северо-востоке территории и представлены породами хулуранской серии желтулинской серии.

Хулуранская серия. Средняя подсистема (А₄ и др.). Породы средней подсистемы хулуранской серии обнажаются на площади около 5-6 км² в верховьях р. Джатара, куда они входят с территории листа N-52-V. Распространенная подсистема сложена мраморами с редкими прослоями и линзами роговообманково-диопсидоносных кристаллических сланцев мощностью до первых сотен метров.

Мраморы - белые, желтовато-серые, средне-крупнозернистые, неравномернозернистые породы массивного сложения, состоящие из кальцита и доломита. Часто встречаются минерализованные мраморы содержат включения (до 20%) диопсида, форстерита, графита, реже полевого шпата и кварца. Структура мраморов гранобластовая, гетеробластовая.

Роговообманково-диопсидоносные кристаллические сланцы - темно-серые, слабо полосчатые среднезернистые, реже крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза № 35 (50-60%), моноклинового пироксена (25-30%), буровато-коричневой роговой обманки (5-15%), гиперстена (5-15%). Антисорные минералы представлены сфеном, цирконом, рутилом и магнетитом. При диафторезе роговообманково-диопсидоносных кристаллических сланцев образуются бледно-зеленая роговая обманка, зеленый биотит, цинцит. Структура сланцев гранобластовая и нематогранобластовая.

Видимая мощность подсистемы 1500 м.

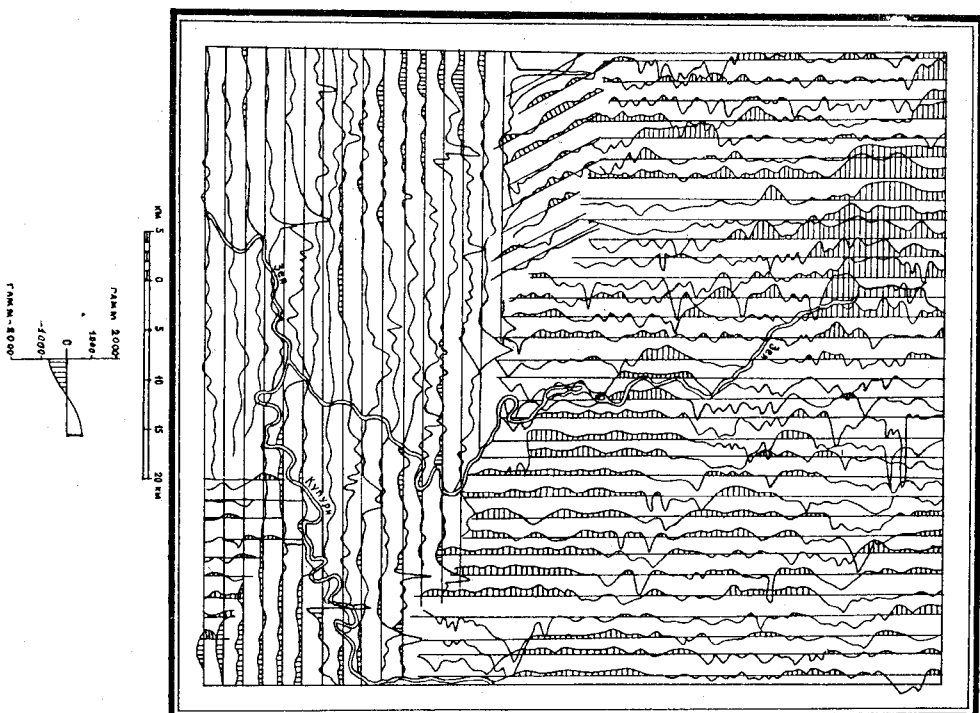


Рис. 1. Карта графиков А Т

Принадлежность рассмотренных пород к средней позвиге хукурканской свиты определяется на основе с севера территории залеганием их на образованиях, сложенных более нижние части хукурканской свиты. Последние, в свою очередь, залегают на су- тамской свите Джигалинской серии (Микайлов, 1965). Здесь в составе хукурканской свиты наблюдаются также прошлой типерте- новых, биотит-гиперстеновых и деутирооксеновых гнейсов. Архейский возраст описанных образований обосновывается, прежде всего, единством с кристаллическими толщами Алданского щита, наличием парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации мета- морфизма (Микайлов, 1965), характерных для пород, сложенных архейский фундамент большинства шитов мира. За пределами района этот возраст подтверждается определением абсолютного возраста пород в 2900-4450 млн. лет (Глебовичский, Дургова и др., 1965).

П Р О Т Е Р О З О И

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

На преобладающей части описываемой площади развиты страти- фицированные образования разнообразного состава, метаморфизо- ванные в амфиболитовой фации (становой комплехс). Эти образова- ния по литологическому составу и характеру разреза имеют неко- торое общее сходство с образованиями иликанской серии нижнепро- терозойского возраста, выделенной в западной части бассейна терозойского течения р. Зеи (Расказов, 1961; Федоровский, 1961; Скатынский, 1963). По петрографическому составу и структурно- стратиграфическим взаимоотношениям иликанская серия в стратиги- че расчленена на пять свит: Джигалинскую, представляющую существование биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллически- ми сланцами, чичанскую - биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, урманскую - роговообманковыми и биотит-роговообманко- выми гнейсами и кристаллическими сланцами, унахскую - биотито- выми и гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и, наконец, джанскую - преимущественно биотитовыми и рогово- обманково-биотитовыми гнейсами.

Иликанская серия

Образования иликанской серии в пределах листа N-52-XI представляются породами Джигалинской, чичанской и урманской свит.

Д ж и г а л и н с к а я с в и т а (Pt₁dg) обнаже- на в бассейнах рек Джарамы, Унины (северо-восточная часть территории) и Мал. Ванги, Якодокита и на левобережье р. Кушур (жизная часть площади). Она сложена биотит-роговообманковыми гнейсами с прослоями и линзами роговообманково-биотитовых, рого- вообманковых, биотитовых, трафит- и гранат-биотитовых гнейсов, мраморов, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов. Низы свиты в районе не известны.

Наиболее полный разрез Джигалинской свиты изучался по реке Зее (вблизи устья р. Якодокита), где обнажаются (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания биотит-роговооб- манковых и роговообманково-биотитовых гнейсов. 350 м
 2. Гнейсы биотит-роговообманковые 50 "
 3. Гнейсы роговообманково-биотитовые с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов 200 "
 4. Пачка переслаивания биотит-роговообман- ковых и роговообманково-биотитовых гнейсов 100 "
 5. Гнейсы гранитизированные биотит-рогово- обманковые 400 "
 6. Гнейсы биотит-роговообманковые с редкими прослоями гранат-биотит-роговообманковых гнейсов 200 "
 7. Гнейсы биотит-роговообманковые с про- слоями амфиболитов 500 "
 8. Пачка переслаивания биотит-роговообман- ковых и роговообманково-биотитовых гнейсов 250 "
 9. Гнейсы биотит-роговообманковые 250 "
 10. Гнейсы биотит-роговообманковые с про- слоями роговообманково-биотитовых гнейсов 100 "
 11. Гнейсы биотит-роговообманковые 200 "
 12. Гнейсы биотит-роговообманковые с ред- кими прослоями амфиболитов. Видимая мощность 100 "
- Суммарная мощность свиты в приведенном разрезе - 2700 м. Свита по простиранию прерывается некоторыми фациальными

изменения. Так, несколько восточнее р.Зем, по правым притокам р.Кушур, в разрезах джигалинской свиты увеличивается количество роговообманково-биотитовых гнейсов, появляются маломощные прослои и линзы биотитовых, гранат-биотитовых и графит-биотитовых гнейсов, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, кварцитов. В северо-восточной части района, в бассейне р.Джатармы в низах свиты встречается прослой и линзы мраморов, а в средней ее части - биотит-графитовые гнейсы.

Общая видимость мощность джигалинской свиты 2700 м.

Биотит-роговообманковые гнейсы - темно-серые, мелко- и среднезернистые породы с плоско-параллельной текстурой и лепидогранобластической структурой. В состав их входят: плагиоклазы № 25-35 (50-70%), зеленая роговая обманка (10-20%), биотит (5-10%), кварц (10-30%), калиевый полевой шпат (0-10%). Акцессорные минералы представлены ортитом, сфеном, апатитом, цирконом и рудным. Нередко в них присутствуют мелкие зерна граната (до 5%). Роговообманковые гнейсы отличаются отсутствием биотита, роговообманково-биотитовые - преобладанием биотита над роговой обманкой. В биотит-роговообманковых и роговообманковых кристаллических сланцах содержание кварца обычно не превышает 10%. Иногда в них присутствуют гранат, цоизит (до 5-8%).

Амфиболиты имеют незначительное распространение. Это темно-серые, грубокристаллические среднезернистые породы, состоящие из роговой обманки (50%), плагиоклаза № 35 (45%) и акцессорных минералов - сфена, апатита и малахита.

Мраморы, графит-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, кварциты аналогичны породам, слатами чимчанской свиты.

Чимчанская свита (Р₄ с_т) облекается в виде двух разобщенных полос различной (3-15 км) ширины на северо-территории листа (бассейны рек Итымды, Джатармы, Унина) и на юге (бассейны рек Кушур, Онони и Бол.Иракана). Свита сохлосно залегает на нижележащей джигалинской свите и имеет с ней достаточно резкую четкую границу. Контакт между ними изучен по р.Онони, правым притокам р.Кушур и вблизи метеостанции "Дунхат", где он проводится по появлению первых пауч биотитовых и двусидных гнейсов ржавато-бурой окраски, относящихся к чимчанской свите. В составе рассматриваемой свиты преобладают биотитовые, двусидные гнейсы и сланцы, часто с гранатом; в подчиненном количестве встречаются кварциты, мраморы, амфиболиты, биотит-роговообманковые, графит-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы. При довольно пестром составе свиты она хоро-

шо выдержана по простиранию и является маркирующей толщей, позволяющей выявлять складчатые структуры низнепротерозойских образований.

Типичный разрез чимчанской свиты изучен на правобережье р.Кушур, по руч.Карандаш, где наблюдается (снизу вверх):

1. Пауча переслаивания силлиманит-биотитовых, двусидных гнейсов и сланцев, роговообманково-гранатовых кварцитов, залегающих на гранат-биотит-роговообманковых гнейсах джигалинской свиты. Мощности отдельных прослоев пород 5-15 м
 2. Гнейсы биотитовые с мелкозернистыми (5-10 м) прослоями амфиболитов, железистых, роговообманково-гранатовых кварцитов и цоизит-роговообманковых сланцев 100 "
 3. Гнейсы биотитовые 250 "
 4. Гнейсы биотитовые с прослоями (до 5 м) амфиболитов и цоизит-диопсидовых кварцитов 300 "
 5. Гнейсы биотитовые с прослоями амфиболитов, роговообманково-биотитовых гнейсов и сланцев кварцитов 625 "
 6. Гнейсы и сланцы гранат-биотитовые, биотитовые с прослоями (до 5 м) железистых, роговообманково-гранатовых кварцитов и амфиболитов 200 "
- Мощность свиты по разрезу 1600 м.
- Западнее, по рекам Онони, Бол.Иракану, в нижней и средней частях свиты появляются многочисленные прослои диопсидовых сланцев, реже железистых, силлиманитовых, гранат-силлиманитовых и графитистых кварцитов и линзы мраморов. В отдельных линзах мощность диопсидовых кварцитов достигает 500-600 м, чаще мощность их составляет 150-200 м. В источках руч.Тыдылчи и в нижнем течении руч.Нельтака в чимчанской свите встречаются линзы мощностью до 10 м гранат-амфиболитовых амфиболитов, сланцев-ставролит-кордиерит-антофиллитовых и флюогит-диопсидовых пород.
- В бассейне р.Итымды чимчанская свита сложена биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями в низах свиты мраморов, биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов. Восточнее, по р.Джатарме, в низах разреза свиты преобладают гранат- и графитосодержащие биотитовые, двусидные и мусковитовые гнейсы, сменяющиеся к верхам биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями двусидных и мусковитовых гнейсов. По

р. Джатгарме и далее к востоку, в междуречье Джатгарме - Унин, в разрезе чимчанской свиты появляются довольно много прослоев и линз минерализованных мраморов и ассоциирующихся с ними скарноидоподобных цинзит-диопсидовых, диопсид-цинзитовых, гранат-роговообманково-диопсидовых, цинзит-диопсид-роговообманковых кристаллических сланцев мощностью 3-5 м, реже 20 м, а в верхах разреза встречается прослой (до 2-5 м) гранат-биотит-роговообманковых кристаллических сланцев.

Мощность чимчанской свиты 2000 м.

Биотитовые гнейсы - серые, коричневатого-серые тонкосланцеватые среднезернистые породы, состоящие из платноклаза № 20-25 (35-60%), кварца (15-25%), ржаво-бурого ополита (10-15%) и акцессорных минералов (циркон, апатит, рутил, монацит, магнетит). Гранит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы содержат до 10% соответственно трафита и граната, нередко силиманиит (до 15%), а в междуречье Джатгарме - унин - клиноцоизит (3-5%). При гранитизации в них повышается микролин до 20%. В двусланцевых разностях встречается мукозит до 15%. Структура биотитовых сланцев резко увеличивается количество биотита (35-40%), кварца (30-35%) и уменьшается количество платноклаза (до 5-8%). Иногда в сланцах встречается трафит, силиманиит, гранат, редко-земельный эпитакс.

Кварциты - светло-серые, почти белые средне-крупнозернистые породы массивного или полосчатого сложения. По петрографическому составу среди них выделяются диопсидовые (диопсид - $\text{cNg} = 38-40^\circ$; $2V = 58-60^\circ$), железистые, амфибол-гранат-магнетитовые, роговообманково-гранатовые, слюдяные, цинзит-диопсидовые, силиманиитовые, гранат-силиманиитовые, трафитовые разности. Наиболее широко распространены диопсидовые кварциты. Содержание второстепенных минералов в них обычно не превышает 20%, редко достигает 30-40%, и в этом случае породы имеют резко выраженную полосчатость и относятся к кварцито-сланцам. Акцессорные минералы в кварцитах представлены рутилом, цирконом, апатитом, пиритом, ильменитом, реже сфеном. Структура кварцитов гранобластовая, нематогранобластовая и лепидогранобластовая в зависимости от присутствия того или иного второстепенного минерала.

Минерализованные мраморы - зеленовато-серые или желтоватые крупные крупнозернистые полосчатые, реже массивные породы. Мраморы состоят из кальцита или доломита и кальцита с примесью

(10-40%) кварца, платноклаза, диопсида ($\text{cNg} = 39-42^\circ$; $2V = 58-60^\circ$), форстерита ($\text{cNg} = 0^\circ$; $2V = 88^\circ$), флогопита и трафита. Структура гранобластовая. Редко встречаются чистые мраморы с примесью доломита. В приустевой части р. Кушур и руч. Нелата-ка встречаются зеленовато-серые, крупнозернистые массивные метампид-диопсидовые и диопсид-флогопитовые породы, являющиеся метасоматическими производными мраморов. Состав этих пород следующий: $\text{cNg} = 40-44^\circ$; $2V = 60-62^\circ$ - 30-95%, флогопит (5-70%), кальцит (5-8%), платноклаз (1-2%). Структура гранобластовая.

С карбонатными породами тесно ассоциируют скарноидоподобные цинзит-диопсидовые, диопсид-цинзитовые, гранат-роговообманково-диопсидовые, цинзит-диопсид-роговообманковые полосчатые кристаллические сланцы пестрого (белого, зеленого, красного) цвета. Они состоят из бледноокрашенного диопсида ($\text{cNg} = 39-44^\circ$; $2V = 59^\circ$) - 10-40%, бледно-розового граната (0-15%), паргетического клиноцоизита или цинзита (10-35%), платноклаза № 20-79 (30-40%), кальцита (0-15%), кварца (0-10%), вторичной сине-зеленой ротовой обманки ($\text{cNg} = 26^\circ$; $2V = 62^\circ$) - 5-20%, каиневого полевого шпата (до 5-7%), примеси трафита и вторичного эпидота по платноклазу. Из акцессориев характерны сфен, апатит, реже встречается циркон, рудный минерал. Структура пород гранобластовая, местами коррозийная. По мнению автора, эти породы представляют собой минерализованные первично карбонатодержащие породы типа карбонатно-глинистых сланцев, глинистых известняков и мерделей с примесью терригенного материала.

Биотит-роговообманковые гнейсы и амфиболиты по внешнему облику и минеральному составу не отличаются от аналогичных пород урумской свиты, характеризованных ниже. Иногда (окрестности метеостанции "Юкшак", безымянная сопка на левобережье р. Кушур, вблизи устья р. Кинлянджака) в чимчанской свите среди слюдяных и силиманиитовых кварцитов встречаются гранат-амфиболитовые амфиболиты. С ними ассоциируют маломощные (первые метры) линзы полосчатых темно-серых пород, состоящих из кварца 30-50%, корднерита ($2V$ от 68 до 70°) - 10-40%, дистена ($\text{cNg} = 32-34^\circ$; $2V = -84^\circ$) - 10-30%, ставролита ($\text{cNg} = 0^\circ$; $2V = 81^\circ$; $\text{Ng} = 1,745$; $\text{Np} = 1,797$) - 0-15%, силиманиита - 0-5%, антофилита ($\text{cNg} = 2-3^\circ$; $+2V = 85^\circ$) или жадита ($2V$ от 66 до 72°) - 30-40% и чешуек бледно-коричневого биотита. Акцессорные минералы: рутил, рудный, цитрон и монацит. С последними двумя минералами связаны палеохроитные дворики в

кордирите, биотите и амфиболы. Структура этих пород денудогр-
нобастовая, коррозийная.

У р ю м с к а я с в и т а (Pt, U) обнажена в цент-
ральной части территории листа, где протягивается в виде пологой
шириной 6-15 км от р. Купури через бассейны р. Иналги на правобере-
жье р. Зеи. Изолированные выходы свиты известны также на широком
участке р. Унины и в нижнем течении рек Аккыдак, Карурака.

Урдыская свита залегает согласно на чимчанской свите и
связана с ней постепенными переходами. Граница между ними про-
водится по повышению в разрезе значительного количества биотит-
роговообманковых гнейсов и кристаллических сланцев, характерных
для урдыской свиты. Верхний разрез урдыской свиты не известен.

Сложена свита преимущественно биотит-роговообманковыми и рого-
вообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами, в меньшей
мере - амфиболитами, роговообманково-биотитовыми гнейсами и
железистыми кварцитами. Свита хорошо обнажена по рекам Зеи и
Купури. По р. Купури наблюдается следующий типичный ее разрез
(снизу вверх):

1. Кристаллические сланцы роговообманковые.	
Видимая мощность	500 м
2. Амфиболиты мелкозернистые с маломощными	
прослоями железистых кварцитов	30 "
3. Кристаллические сланцы роговообманковые	
4. Амфиболиты мелкозернистые	70 "
5. Перерыв в обнаженности	25 "
5. Перерыв в обнаженности	250 "
6. Кристаллические сланцы роговообманко- вые, переслаивающиеся с биотит-роговообманко- выми кристаллическими сланцами и гнейсами . . .	275 "
7. Кристаллические сланцы биотит-рогово- обманковые	350 "
8. Кристаллические сланцы роговообманковые	
9. Кристаллические сланцы биотит-рогово- обманковые	125 "
10. Кристаллические сланцы роговообманко- вые	50 "
11. Кристаллические сланцы биотит-рогово- обманковые	250 "
12. Кристаллические сланцы биотит-платно- глазовые с графитом	25 "
13. Кристаллические сланцы биотит-рогово- обманковые	125 "

14. Кристаллические сланцы интенсивно
милонитизированные 300 м

15. Гнейсы и кристаллические сланцы био-
тит-роговообманковые, переслаивающиеся с мел-
козернистыми амфиболитами 125 "

16. Гнейсы грубозернистые биотит-рогово-
обманковые с маломощными прослоями железистых
кварцитов. Видимая мощность 400 "

Мощность свиты по разрезу 2450 м.

К западу от р. Купури, в междуречье Иналги - Купури, встре-
чаются маломощные прослои роговообманково-биотитовых и пироксен-
роговообманковых гнейсов. В междуречье Зеи - Джугары и на ши-
роком участке течения р. Унины в низах урдыской свиты выявляют-
ся мощные (до 1200 м) линзы и выклинивающиеся горизонты гранат-
биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, выклинившие
прослои биотитовых гнейсов.

Видимая мощность урдыской свиты 3000-3600 м.

Биотит-роговообманковые кристаллические сланцы - темно-
серые, полосчатые, грубогнейсовые среднезернистые породы,
характеризующиеся денудогранобластовой структурой. Они состоят
из биотита (10-15%), роговой обманки (15-25%), платноклаза
№ 25-35 (60-70%) и кварца (до 10%). Иногда присутствует гранат
(до 5%), крупнозернистый паратектитовый эпидот (5-10%).
Аццесорные минералы представлены апатитом, рутилом, ортитом и
сфеном. В роговообманковых кристаллических сланцах содержание
роговой обманки составляет 20-50%.

Биотит-роговообманковые гнейсы от аналогичных по составу
гнейсов джигдалинской свиты резко отличаются своим грубогнейсо-
вым сложением. Состав их следующий: платноклаз № 31-32
(60-70%), сине-зеленая роговая обманка ($cNg = 18^0; -2V = -69^0$) -
до 10-20%, кварц (10-15%), биотит (3-8%). В гранитизированных
разностях гнейсов присутствует калиевый полевой шпат (3-5%).
Из акцессорных минералов встречаются сфен, апатит, пирит, мат-
нетит, циркон, рутил, ортит. Роговообманковые гнейсы отличаются
отсутствием биотита и повышенным (20-25%) содержанием роговой
обманки; иногда в них присутствует моноклинический пироксен (5%).
В роговообманково-биотитовых гнейсах количество биотита дости-
гает 10-15%, роговой обманки - 5-8%.

Амфиболиты - темно-серые среднезернистые грубогнейсовид-
ные породы с гранобластовой, нематогранобластовой структурой.
Они состоят из зеленой, синевато-зеленой роговой обманки

(50-60%), платиностаза № 38-44 (30-40%), биотита (0-3%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, пиритом. Биотитовые тейсы и железистые кварциты аналогичны соответствующим породам чиканской свиты.

Метаморфические породы станového комплекса представляли собой суперхрустальные образования геосинклинального типа, сформировавшиеся в условиях глубокого регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Судя по совокупности паранетических ассоциаций минералов (Дыренко, 1963 ф; Карсаков, 1964 ф), породы иликанской серии метаморфизованы в средней и высоких ступенях алмазидно-амфиболитовой фации. Стратифицированность нижнепротерозойских образований, сложность пород, выдержанность состава их по простираанию, присутствие в их составе таких типичных представителей паранод, как карбонатные породы, кварциты, гранаты и силлиманитосодержащие тейсы и сланцы, наличие прослоев деятельности об образовании их за счет первично-осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Литологически и стратиграфически четко выделяемые три толщи выделяются, вероятно, отражением трех крупных ритмов осадконакопления в нижнем протерозое: терригенно-вулканогенного, карбонатно-терригенного и вулканогенного с угнетенной кремнисто-железистой фацией.

Породы иликанской серии в локальных зонах, пророченных и разрывным нарушением, претерпели репрессионный метаморфизм, развившийся в образовании низкотемпературных минералов за счет высокотемпературных. Наиболее сильные минеральные изменения проявились в породах, находящихся в древних тектонических зонах (Унин-Кулуринский и Таксакадинский разломы). Тейсы и кристаллические сланцы в этих зонах приобретают мелко- и микрозернистую структуру, сланцеватую, очковую и миконитовую текстуру. Минеральные изменения в них выразились в замещении зеленой роговой обманки бледно-зеленой, коричнево-бурого биотита зеленым, мусковитизации биотита, силлиманита, биотизации граната, в деанортитизации платиностаза. Карбонатные породы превращены в тонкозернистые карбонатные сланцы с мелкими складками и округлыми порфирами (псевдоконгломераты) силикатных пород и диопсида (Р.Махадаски). Диопсид нередко полностью замещен тремолитом. По минеральным ассоциациям диафторированные породы соответствуют низким ступеням алмазидно-амфиболитовой фации метаморфизма (Тернер и Фергусон, 1961). В отдельных местах шириной до 1 км (Р.Кулур и др.) тейсы и кристаллические сланцы

превращены в биотит-актинолитовые, хлорит-эпидотовые сланцы, по минеральным ассоциациям соответствующие зеленосланцевой фации метаморфизма.

Нижнепротерозойский возраст иликанской серии принимается на основании следующих данных: 1) верхняя возрастная граница их определяется по несогласию нагнетанию синийских песчаников на кристаллические сланцы одонсинской свиты иликанской серии в бассейне р.Олеки, на западе Становой зоны (Мироных, Тарасова, 1956 ф); 2) в отличие от архейских пород Алданского шита, породы иликанской серии метаморфизованы в более низкотемпературной амфиболитовой фации, что в настоящее время является для региона основным критерием разделения пород архей и нижнего протерозоя; 3) на площади развития пород иликанской серии отсутствуют архейские гранитоиды, типичные для Алданского шита; 4) абсолютный возраст станového комплекса 1900-2600 млн. лет (Путаринов, Войтевич, 1966); 5) породы иликанской серии мигматизируются раннепротерозойскими гранитами, петалиты которых имеют абсолютный возраст 1860 ± 50 млн. лет (Путаринов, Войтевич, 1966). Существует также точка зрения об архейском возрасте станového комплекса.

МЕЗОЗОИ

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Толща андезитовых порфиритов, туфов, туфобрекчий (а, Ст.), распространена в верховьях р.Ч.Ингалги (правобережье р.Бол.Иракана) и в междуречье Кулур-Ингалги на площади соответственно в 0,5 и 2,5 км². На первом участке толща сложена андезитовыми порфиритами, а на втором - туфами и туфобрекчиями андезитовых порфиритов, реже конгломератами и песчаниками. В бассейне р.Ч.Карандаш в основании толщи залегает пачка конгломератов и песчаников мощностью 50 м, которая перекрывается пачкой вишнево-красных туфов андезитовых порфиритов мощностью 80 м. Верхние толщи сложены зеленовато-серыми туфами и туфобрекчиями андезитовых порфиритов. Видимая мощность толщи около 200 м.

Андезитовые порфириты - темно-зеленовато-серые породы с

пигментной, пилотакситовой, реже микролитовой основной массой. Порфировые выделения составляют 20-60% объема породы и представлены платиоглазом, роговой обманкой и моноклиновым пироксеном. Из апсессорных минералов встречаются апатит, магнетит, пирит. Туфы и туфобрекчи андезитовых порфиров состоят из обломков андезитовых порфиров, цементированных мелкими обломками кристаллов. Конгломераты состоят из плохо окатанных галек докембрийских пород (10-40%) размером до 10 см, цементированных туфобрекчистыми песчаником. Песчаники состоят из подокатанных зерен кварца 50%, полевых шпатов 35-40% и редких обломков гранитов размером до 1 мм. Цемент песчаников глинистый.

Площадь фельзит-порфиров, дацитовых порфиров (Alt St₁), занимает площадь около 10 км² на северо-востоке территории, в верхнем течении р. Джарганы. Они залегают почти горизонтально на эродированной поверхности архейских пород и ограничены разломом от раннемеловых (?) гранитов. В основании толщ залегает пачка дацитовых порфиров и их туфобрекчий мощностью 100 м. Резко подчиненное значение здесь имеют прослои андезитовых порфиров. Выше залегает пачка фельзитов и их туфобрекчий мощностью 100-150 м. Еще выше наблюдается переслаивание туфов с туфобрекчиями дацитовых и андезитовых порфиров. Мощность отдельных прослоев туфобрекчий достигает 20 м. Видимая мощность описываемой толщи кислых эффузивов равна 250-300 м.

Дацитовые порфириты - серые, зеленовато-серые породы с фиолетовым оттенком массивного сложения. Вырапленники размером до 3 мм составляют 15-20% объема породы и представлены платиоглазом, роговой обманкой, биотитом и кварцем. Основная масса имеет пилотакситовую структуру. Туфы и туфобрекчи дацитовых порфиритов сложены обломками андезитовых порфиритов, вулканического стекла и кристаллокластами платиоклаза и кварца. Цемент их пелловый.

Фельзит-порфиры - светло-серые, желтовато-серые, полосчатые породы с микрогранитовой в комбинации с микрофельзитовой структурой основной массы. Вырапленники представлены платиоглазом, количество их не превышает 20% объема породы. Фельзиты отличаются от фельзит-порфиров отсутствием вырапленников. Туфы и туфобрекчи фельзит-порфиров и фельзитов состоят из обломков фельзитов, фельзит-порфиров, цементированных пелловым материалом.

Нижнемеловой возраст вулканических образований определен на основании следующих данных. Эффузивы в бассейне р. Бол. Иракана прованы раннемеловыми лейкогранитами биотитовыми порфиритовыми гранитами с абсолютным возрастом 98 млн. лет (Карасков, 1964 ф.), а в северо-западной части соседней территории (лист М-52-ХП) - позднемеловыми розовыми лейкогранитными гранитами с абсолютным возрастом 83 млн. лет (Карасков и др., 1966 ф.) и на хр. Латыг лежат на размытой поверхности раннемеловых (?) гранодиоритов (Подоптелов и др., 1963 ф.) с абсолютным возрастом 130-135 млн. лет. (Лошах, 1964). На территории листа М-52-ХП (Нагибина, 1960; Федоровский, 1961) аналогичные эффузивы перекрывают флюористически окисленные верхнеюрско-нижнемеловые отложения уранской свиты, а их многочисленная галька встречена в конгломератах филимошкинской свиты нижнего мела.

КАЙНОЗОИ

НЕОТЕНОВАЯ И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Плиоценовые и нижнечетвертичные отложения

Соктаханская свита. Нижняя подсвита ($M_2 + St_1^{об}$) залегает в юго-западной части территории листа по левому берегу реки Бол. и Мал. Ванги. Они и Якодокита, куда она заходит с территории листа М-52-Х. Отложения подсвиты представлены светло-серыми "мучнистыми" каолинизированными, плохо сортированными песками с галькой и редкими прослоями и линзами галькинов, гравия. Рассматриваемые отложения залегают на довольно размытой неровной поверхности кристаллических пород. Мощность отложений нижней подсвиты соктаханской свиты не превышает 40-50 м.

Пески описываемой подсвиты состоят из подокатанных зерен кварца и, в меньшей мере, каолинизированных полевых шпатов размером до 1 мм. Нередко в песках присутствует примесь гравия (до 20%). Галька (до 7 см) в песках хорошо окатана, имеет округлую, реже плоскую форму. Она представлена кварцитами, кварцем, гранитоидами. Гальки гранитоидов часто сильно выветрели и легко растрескиваются между пальцами.

Галечники состоят из гальки (70-80%), гравия (10-15%) и песка (5-10%) с примесью каолина (до 5%). Галька хорошо окатана и представлена кварцитами, гранитоидами и эффузивными породами. В составе тяжелой фракции песков преобладают ильменит, циркон, сфен, реже встречаются апатит, анатаз, лимонит, гранат и иногда единичные зерна золота.

Возраст описываемых отложений определяется по аналогии с возрастом идентичных отложений на территории листа М-52-Х (Ломан, 1964) и в западных частях Верхнезельской депрессии (Федоровский, 1961; Сей, 1960), где по спорово-пыльцевому комплексу их возраст определен как палеоцен-нижнечетвертичный.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования представлены ниже-среднечетвертичными, средне-верхнечетвертичными (?), верхнечетвертичными и современными аллювиальными и верхнечетвертичными ледниковыми отложениями.

Ниже-среднечетвертичные отложения (Qt-II) распространены по бортам долин рек Зей, Култури и на плоских водоразделах на левобережье р. Зей (вблизи устья р. Якодокита и руч. Лопшака). Незначительные их выходы известны на водораздельных просторностях и пологих склонах в бассейне р. Мал.Ванги (на карте не показаны). Описываемые отложения являются аллювиальными отложениями древней тладоосет, сохранившимися на современных водораздельных просторностях вблизи окраины Верхнезельской депрессии или в долинах рек Зей и Култури, где они слетают в надпойменную террасу высотой 80-120 м. Представлены они бурыми и ржаво-бурыми галечниками, песками и мелко-серыми глинами, супесью. В низах их разреза преобладают галечники и пески, в верхах - глины с галькой. Мощность ниже-среднечетвертичных отложений не превышает 20-30 м.

Пески полимиктовые, средне- и крупнозернистые, содержат до 20-30% гальки и валуны каравееобразной, эллипсоидальной или угловатой формы. Размер валунов не превышает 20 см в поперечнике. Петрографический состав галек и валунов разнообразен, но преобладают гранитоиды и дайковые породы. Гальки и валуны совершенно не затронуты процессами каолинизации и покрыты бурой "рубашкой" гидроокислов железа. Галечники состоят из гальки

(60-75%), гравия (5-10%), крупнозернистого песка (15-20%) и редких валунов. В тяжелой фракции ниже-среднечетвертичных отложений преобладают ильменит, циркон, сфен, реже встречаются рутил, анатаз апатит, шедит, ортит, золото.

В бассейне рек Бол. и Мал.Ванги эти отложения с разрывом залегает на палеоцен-нижнечетвертичных отложениях, а в 5 км западнее (Ломан, 1964) перекрыты средне-верхнечетвертичными глинами.

Л.Д.Казачихиной и И.Б.Мамонтовой в описываемых отложениях (р. Мал.Ванга) установлены споры и пыльца березы вида *Betula albae* (р. Мал.Ванга), *Betula middendorffii*, *B. exilis*, *B. ovalifolia*, *B. dahurica*, *B. coarctata*, *B. emidensis* (междуречье Джугарма - Зей), условно определяющие их возраст в пределах ниже-среднечетвертичного.

Средне-верхнечетвертичные (?) отложения (Qt-III?) представлены аллювием II надпойменной террасы рек Зей, Култури, Якодокита высотой от 20 до 60 м. В составе этих отложений наблюдаются пески, галечники, реже глины и суглинки.

На правобережье р. Зей, напротив устья р. Карчулака, составлен следующий разрез описываемых отложений (сверху вниз):

1. Глины серые с единичными гальками и линзами туфов 3,0 м
2. Суглинки бурые с плохо и хорошо окатанной галькой (15-20%) 0,8 "
3. Пески с гравием и галькой 0,7 "
4. Галечники ржаво-бурые с незначительным (5-15%) количеством песка и гравия 0,5 "

Мощность по разрезу 5 м.

Галька хорошо окатана. Петрографический состав ее характеризуется преобладанием дайковых пород средне- и кислого состава, гранитоидов, реже присутствуют метаморфические породы. В составе тяжелой фракции средне- и верхнечетвертичных (?) отложений преобладают циркон, сфен, ильменит, рутил, реже ортит, апатит, гранат и шедит.

Средне-верхнечетвертичный возраст отложений II террасы определяется на основании сопоставления с подобными отложениями р. Тока (Ломан, 1964), в которых А.И.Мичиной (ДВНТУ) обнаружена пыльца *Saxifraga*, *Myrica*, *Ostrya* sp., позволяющая ей условно определить их возраст как средне-верхне-четвертичный.

Верхнечертичные отложения (Qtz) представлены ледниковыми (морены) и аллювиальными образованиями.

Морены развиты в северо-восточной высокогорной части района, в троговых долинах рек Джаргым, Уркачи и правых притоков р.Биракчи. Они сложены несортированными плохо окатанными валунно-гальчаниковыми материалами с примесью грубозернистого песка и супеси. Размер валунов достигает 2,5 м. По своему составу валуны соответствуют породам, сложащим склоны цирков и трогов.

Морены в районе являются образованными каровых, частично долинных ледников. Возраст горно-долинного оледенения для хребтов Станового, Джугдыра и Джугдыра большинство исследователей (Чеменов, 1961) считается верхнечетвертичным. На сопредельных с севера и северо-востока территориях в отложениях, аналогичные описываемым ледниковым, вложена I надпойменная терраса, возраст которой датруется как конец верхнечетвертичного времени (Тимельфарб, 1963). Видовой состав спорово-пыльцевого комплекса морен горно-долинных ледников в бассейне р.Лучи характеризует возраст горно-долинного оледенения как верхнечетвертичный (Микаилов, 1963).

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения состоят I надпойменную террасу высотой от 5 до 10 м, широко развитую в долинах всех крупных рек: Зеи, Иракана, Ягодского, Дзатары и др. Они представлены гальчаниками, песками и глиной.

В качестве наиболее типичного приводится разрез I надпойменной террасы р.Зеи вблизи метеостанции "Локшан" (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой	0,15 м
2. Суплинок с мелкой галькой	0,35 "
3. Глина серая с редкой галькой и валунами	0,80 "
4. Глина серая илистая с линзами ржаво-бурых глин и мелкозернистых песков	0,80 "
5. Гальчаник бурый с крупнозернистым песком и травьем	0,50 "
6. Пески с редкой галькой	0,60 "
7. Валунники, гальчаники с травьем и песком	0,60 "
Мощность по разрезу 3,65 м.	

В тяжелой фракции отложений I надпойменной террасы присутствуют ильменит, сфен, циркон, рутил, резе ортит, анагас, шегелит.

Максимальная видимая мощность верхнечетвертичного аллювия (5-6 м) наблюдается по р.Онони в ее нижнем течении.

В отложениях I надпойменной террасы рек Зеи и Онони Л.Д.Кавачихиной и М.В.Зива установлены пыльца *Sagittaria sp.*, *Quercus sp.*, *Ulmus sp.*, *Sorbus*, что позволяет возраст этих образований считать условно верхнечетвертичными.

Созрелые отложения (Qtz) представлены аллювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями.

Аллювиально-делювиальные образования почти сплошным чехлом покрывают склоны и водораздельные пространства. Мощность их колеблется от 0,2 до 8,5 м.

Аллювиальные образования русел, пойм рек и ручьев представлены валунниками, гальчаниками, песками, резе илами, супесью, суплинком и торфяником. В верховьях рек валуны и гальки плохо окатаны, имеют крупные размеры. В нижнем течении рек аллювий состоит острова, отмели и пойменные террасы высотой от 1 до 5 м. Состав галек и валунов разнообразный, но преобладает местный материал. Видимая мощность современного аллювия крупных рек около 6 м. Формирование современных отложений продолжается в настоящее время.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования занимают почти половину описываемой территории. По времени образования выделяются раннепротерозойские, раннемеловые (?) и поздне меловые интрузии.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннепротерозойских интрузий в возрастной последовательности выделяются: 1) тесбиро, тесбиро-амфиболиты и пикроксениты; 2) платиотранзиты, граниты биотитовые, резе роговообманково-биотитовые гнейсовидные; 3) кварцевые диориты, диориты гнейсовидные; 4) граниты, платиотранзиты биотитовые, двуслюдяные.

Таббиро, таббиро-амфиболиты (v Pt₁) и пикроксениты (s Pt₁) составляют в южной части района многочисленные мелкие согласные тела площадью до 3 км².

Контакты этих тел с вмещающими их породами нижнего протерозоя, как правило, четкие, лишь при наложении на них процессов мигматизации и гранитизации наблюдается расплывчатые контакты. Иногда габброиды в эндоконтактовой части тел рассланцованы и превращены в роговообманковые сланцы. Чаще всего рассматриваемые тела сложены габбро-амфиболитами, реже габбро и пироксенитами. Последние обычно слатчат небольшие участки внутри тел габброидов и лишь в среднем течении р. Култури пироксениты образуют самостоятельное тело площадью 1,5 км². Взаимоотношения между габбро и пироксенитами не установлены. Предполагается, что они являются фациальной разновидностью габброидных интрузивов.

Помимо описанных тел, основные и ультраосновные породы слатчат многочисленные межплатовые, иногда секущие тела мощностью до 20-50 м в составе метаморфических образований нижнего протерозоя. Но из-за небольших размеров такие тела не показаны на карте. Габброиды, как и вмещающие их породы, метаморфизованы, мигматизированы и прорваны раннепротерозойскими гранитоидами.

Габбро-амфиболиты - темно-зеленовато-серые, среднезернистые породы с грубогнеисовидной текстурой. Они состоят из соскрудитизированного платиоклаза № 40-43 (50-55%), зеленой роговой обманки (20-25%), содержащей многочисленные пойкилобласти кварца и 1 точки моноклинного пироксена (10-15%). Акцессорные минералы пр. - тапленый сфен, магнетитом, апатитом и цирконом. Структура габбро-амфиболитов блостогаббровая, пломеробластовая, участками ситовидная.

Габбро амфиболитизированы, состоят из моноклинного пироксена (15-20%), платиоклаза № 50-58 (50-60%), вторичной синезеленой роговой обманки, развивающейся по пироксену (15-20%) и магнетита (3-8%). Структура пород габбровая.

Пироксениты имеют темно-серый, в серпентинизированных разностях темно-зеленовато-серый, почти черный цвет и характеризуются панидоморфнозернистой структурой. Они сложены бронзитом ($\text{cns} = 0^0$; $2V = 0^\circ - 78^\circ$ до 95°) и рудным минералом (5-6%). Из вторичных минералов в пироксенитах широко развиты серпентин, карбонат, актинолитовая роговая обманка и хлорит. Нередко встречаются анхимономинеральные амфиболиты, являющиеся, по-видимому, метаморфизованными ультраосновными породами. Они состоят из зеленой роговой обманки (85-90%), платиоклаза (2-3%), реликтов моноклинного пироксена (0-8%), магнетита, сфена и апатита.

Раннепротерозойский возраст основных и ультраосновных пород определяется тем, что они интрузируют нижнепротерозойские гнейсы и кварциты (окрестности горы Ункакан, реки Зей, Култури), прорваны, в свою очередь, раннепротерозойскими гранитоидами древнестанового комплекса и встречаются среди них в виде коенолитов. С ультраосновными породами в районе связаны незначительные проявления хризотил-асбеста и ореол рассеяния никеля в бассейне р. Културдына.

Платитраниты, граниты биотитовые, реже роговообманковые и титовые гнейсы (древнестановой комплекс, т₂ Р_{т1}) широко распространены в южной половине территории листа, где они слатчат неправильные в плане мелкие (до 20 км²) и более крупные (до 100 км²) конкордантные массивы, вытянутые согласно простиранию вмещающих их гнейсовых толщ нижнего протерозоя. Небольшие (до 5 км²) слатчатые тела этих гранитоидов развиты также в северной части района, в бассейнах рек Итхиди, Тамтылгина. Кроме того, многочисленные платовые, реже секущие тела этих гранитоидов (мощностью до 20 м) насчитывают метаморфические породы иликанской серии. Им же сложен жильный материал мигматитов в нижнепротерозойских породах.

Массивы гранитов окружены широкими (до 2-3 км) ореолами мигматитов и гранитизированных пород, вследствие чего они постепенно переходят во вмещающие породы. Все массивы их характеризуются неоднородным внутренним строением, обусловленным наличием реликтовых остатков (сквэлитов) мигматизированных и гранитизированных вмещающих пород. Почти повсеместно проявлена гнейсовидность, обусловленная ориентированным расположением темноцветных минералов и линзовидных выделений кварца. Она параллельна гнейсовидности и поочередности вмещающих пород или их сквэлитов внутри массивов. В центральных частях крупных массивов гнейсовидность выражена слабее, чем в краевых частях и в мелких телах.

Массивы сложены платитранитами и гранитами, внешне не отличающимися друг от друга. Это светло-серые, розовато-серые среднезернистые породы гнейсовидного сложения. Наиболее распространены биотитовые платитраниты. Они состоят из платиоклаза № 17-27 (60-70%), кварца (20-30%), калиевого полевого шпата (2-10%) и биотита (1-5%). Для гранитов характерен следующий минеральный состав: платиоклаз № 20-27 (30-50%), калиевый полевой шпат (25-45%), кварц (20-30%), биотит (1-5%). В эндокон-

тактовых частях массивов, залегающих среди существенно рогово-обманковых гнейсов и сланцев джигдалинской и урумской свит, выявляются роговообманково-биотитовые разновидности платиотранзитов и гранитов, постепенно переходящие в кварцевые диориты. Количество роговой обманки в гранитах не превышает 2-3%. На контактах с мраморами в гранитах выявляются диориты, а среди высокоглиноземистых пород они обогащаются мусковитом, биотитом, гранатом. Акцессорные минералы в платиотранзитах и гранитах представлены апатитом, ортитом, сфеном, магнетитом, реже цирконом и гранатом. Из вторичных минералов встречаются эпидот, хлорит, реже мусковит по биотиту. Структура платиотранзитов и гранитов роговообманковых, иногда адлотриоморфнозернистая.

Вдоль древних зон нарушения описываемые гранитоиды интенсивно расчленены и подвержены микроклинизации, выражающейся в образовании порфинобласт калиевого полевого шпата размером 3-4 см и в равномерном замещении микроклином основной ткани пород. Нередко при этом породы приобретают массивный, петматомный облик, реже образуются своеобразные породы (орбиклупидные граниты) с шаровой текстурой, состоящие на 80% из оvoidов диаметром 6-7 см, "цементированных" гнейсированным гранитом. Оvoidы сложены радиально ориентированным кварц-полевошпатовым агрегатом, разделенным концентрическими полосками, обогащенными биотитом (р.Зен). Сходные породы встречаются также по р.Уни-ну, где концентрические полоски в оvoidах сложены диоритом.

Химические анализы описываемых гранитоидов (табл. I, образцы 550, 2198) позволяют отнести их к группе пород, пересеченных кремнеземом, глиноземом и умеренно богатых щелочами. Для них характерно редкое преобладание натрия над калием, что хорошо согласуется с минералогическим составом описываемых гранитоидов (платиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом).

Пенезис рассматриваемых гранитоидов большинством исследователей считается палингено-метасоматическим (Дзезановский и Судовиков, 1960; Мохкин, 1961). Тесная структурная связь описываемых гранитоидов с вмещающими породами, наличие вокруг них широких ореолов микшатизации, присутствие внутри массивов согласных склизитов вмещающих пород, роговообманковые структуры пород, отсутствие зональных платиоклазов и лампрофиров свидетельствуют о формировании рассматриваемых гранитоидов в поздней стадии раннепротерозойской складчатости, в связи с процессами ультраметаморфизма. В образовании местных тел существенное значение играют, по-видимому, процессы гранитизации

гнейсового комплекса при незначительной роли процессов палингенеза. Крупные же тела образовались, вероятно, путем кристаллизации из палингенных магматических расплавов.

Нижняя возрастная граница гранитоидов на территории листа устанавливается по прорыванию ими и микшатизации нижнепротерозойских гнейсов иликанской серии (реки Якодокит, Купури, Итмиди) и раннепротерозойских таборитов (реки Зен, Онони), а верхняя - прорыванием их двускладными гранитами раннепротерозойского (?) возраста (реки Каречлак, Купури). Абсолютный возраст аналогичных гранитоидов в западной и центральной части Станового хребта (по синицу) равен 1860 ± 50 млн. лет (Лутаринов, Войткевич, 1966).

С рассматриваемыми гранитоидами связаны петматитовые жилы и поля микматитов. Согласные жилы петматитов широко распространены как в пределах массивов гранитоидов, так и во вмещающих породах. В последних они контролируются интенсивностью проявления процессов ультраметаморфизма. Мощность петматитовых жил варьирует от 1 см до 20-50 м, протяженность составляет несколько десятков метров, реже достигает 600 м (р.Джагарма). Петматиты - светло-серые крупнозернистые массивные или полосчатые породы, состоящие из платиоклаза № 25-35 (до 60%), кварца (до 45%), биотита (нередко мусковикизированного) и роговой обманки (до 3%). Иногда они содержат калиевый полевой шпат (15-40%). Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, апатитом, монацитом, сфеном, гранатом, торитом.

Наибольшим распространением пользуются полосчатые и теневые микматиты: в амфиболитах иногда встречаются ветвистые микматиты. Жилный материал имеет гранитоидный состав и характеризуется роговообмантовой структурой. Состав его следующий (в %): опитоклаз 50; кварц 30-35, микроклин 5-10, биотит до 5. Присутствие жильного материала с субстратом расширяющиеся. Теневые микматиты отличаются от гранитов древнестанового комплекса лишь несколько повышенным содержанием биотита или роговой обманки, либо неравномерным распределением последних в породе. По составу они соответствуют гранодиоритам и кварцевым диоритам.

Металлогеническое значение древнестановых гранитоидов не совсем ясно. С ними на территории листа установлено проявление редкоземельной минерализации в микматитах и петматитах. Петматитовые жилы, связанные с этапом формирования этих гранитоидов, несомненно (Соснин и др., 1966 г.). В центральной части Стано-

Таблица I

Химический состав раннепротерозойских интрузивных пород

№ образ-ца	Содержание компонентов, %														Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	CO ₂	
550	71,43	0,25	15,63	0,21	1,20	0,03	3,12	0,66	5,47	1,26	0,04	-	0,47	-	100,37
2198	69,18	0,43	15,92	0,49	1,67	0,04	3,16	0,93	4,88	2,61	0,13	0,03	0,43	-	100,89
57a	58,27	0,82	17,86	1,95	4,57	0,10	6,60	2,88	4,97	1,28	0,42	0,03	0,44	-	100,19
43в	58,41	1,09	16,19	2,28	5,03	0,10	6,31	3,52	4,25	2,35	0,33	0,02	0,49	-	100,37
Ша	56,87	0,96	16,07	3,18	5,60	0,15	6,35	3,84	4,15	1,42	0,24	0,05	1,00	0,46	100,36
18	74,11	0,05	13,80	0,64	0,44	0,02	1,85	0,28	4,62	3,92	0,01	0,01	0,42	0,53	100,70
1204	74,43	0,07	14,04	0,46	0,35	0,04	1,24	0,28	4,91	3,74	0,03	0,00	0,42	0,51	100,52
18496	73,80	0,03	14,30	0,24	0,46	0,02	1,30	0,17	4,76	3,86	0,02	0,01	0,40	0,54	99,91
1249	72,57	0,06	15,19	-	1,20	0,02	1,49	0,59	5,68	3,45	-	-	-	-	100,25

Числовые характеристики по А.Н.Заварницкому

Номер образца	a	c	b	s	a/c	c'	m'	f	q	n	t	φ
550	13,8	3,4	2,6	80,2	4,0	10	41	49	29,4	86,8	0,2	5,1
2198	14,5	3,3	4,0	78,2	4,4	11,9	39,0	49,1	24,1	73,8	0,4	10,2
57a	13,0	5,7	13,5	67,8	2,3	18,4	26,2	45,4	3,9	85,1	1,0	12,2
43в	12,5	4,6	15,7	67,2	2,8	19,5	37,6	42,9	4,8	73,9	1,4	12,4
Ша	11,8	5,4	18,3	64,5	2,2	15,0	37,5	47,5	0,0	81,7	1,3	15,8
18	15,2	1,3	2,3	81,2	11,9	30,1	20,3	40,6	30,7	64,5	0,0	23,2
1204	15,6	1,2	1,4	81,8	12,8	16,2	32,6	51,0	31,2	66,24	0,8	27,9
18496	15,6	1,5	1,0	81,9	10,2	0,00	33,3	66,7	31,1	65,4	0,0	20,0
1249	17,0	1,3	2,6	79,1	13,1	18,0	38,5	43,5	37,9	71,9	0,0	0,0

Обр.550 - плагиогранит ($\gamma_2 Pt_1$), р.Купури; обр.2198 - гранит ($\gamma_2 Pt_1$), р.Итымди; обр. 57a - кварцевый диорит (δPt_1), р.Зая, вблизи устья р.Джагармы; обр.43в - кварцевый диорит (δPt_1), р.Зая, вблизи устья р.Джагармы; обр.Ша - кварцевый диорит (δPt_1), р.Зая, вблизи устья р.Джагармы; обр.18 - двуслюдяной гранит ($\gamma_3 Pt_1$), р.Зая, вблизи устья р.Карчалака; обр.1204 - двуслюдяной гранит ($\gamma_3 Pt_1$), р.Зая, вблизи устья р.Купури; обр.18496 - двуслюдяной гранит ($\gamma_3 Pt_1$), р.Зая, вблизи устья р.Купури; обр. 1249 - двуслюдяной гранит ($\gamma_3 Pt_1?$), р.Джагарма. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ДВТУ (зав.лабораторией А.И.Божко).

вого хребта с раннепротерозойскими гранитоидами древнестаново-го комплекса связывают также золотое орудование в диафторитах (Коржинский, 1939).

Кварцевые диориты и диориты не имеют (δ_{Pt₁}) слатяк крупный Купуринский массив площадью более 350 км² в междуречье Зеи, Унины и Купури и мелкие (до 5 км²) тела вблизи устья рек Джатармы и Инатли. Рассматриваемые интрузии, по-видимому, приурочены к Унин-Купуринскому разлому. Все тела их в плане имеют неправильную форму и вытянуты в северо-западном, субширотном направлении, согласно с генеральным простиранием гнейсовых толщ нижнего протерозоя. Вмещающими породами для них являются биотит-роговооб-мановые гнейсы и кристаллические сланцы урумской свиты. По В.А.Дыренко (1962ф, 1963ф), в экзоконтакте интрузий диоритов вмещающие породы мигматизированы и инфицированы многочисленными их слеланными и секущими апофизами. Ореол мигматизации вокруг массивов не превышает первых сотен метров. Мощность апофиз диоритов достигает 10 м. Контакты интрузий кварцевых диоритов и диоритов с вмещающими породами чаще всего согласные и нерезкие, что объясняется близостью их состава, сходством внешнего обли-ка и мигматизацией вмещающих пород кварцевыми диоритами и диоритами. Между вмещающими породами и кварцевыми диоритами и диоритами наблюдались также и четкие зруптивные контакты с апофизами в сторону вмещающих пород (р.Зея выше устья р.Джатармы). В экзоконтактных частях описываемых массивов встречаются все-голки вмещающих пород, инфицированные постоянными жилами кварцевых диоритов и диоритов, и таким образом проявляются способ-ность кварцевых диоритов и диоритов к тибридикам и ассимиляции вмещающих пород. Кроме того, при прорывании ими гранатосодержа-щих сланцев и гнейсов урумской свиты в них повидается вкраплен-ность граната (р.Зея).

Гнейсовидность пород наиболее четко выражена в мелких телах и краевой части Купуринского массива. Она нередко ориен-тирована несогласно к контурам массива. К центральному частям массива гнейсовидность ослабевает и породы становятся массив-ными. В краевой части Купуринского массива иногда наблюдаются порфиroidные разности, обусловленные наличием крупных выделе-ний полевого шпата. В основном же массивы сложены кварцевыми диоритами, реже встречаются кварцсодержащие и нормальные диори-ты. Эти разности пород связаны между собой постепенными пере-ходами и не обнаруживают в распределении в массивах какой-либо закономерности.

Кварцевые и кварцсодержащие диориты - зеленовато-серые средне-крупнозернистые породы со слабо гнейсовидной или мас-сивной текстурой. Кварцевые диориты сложены платоклазом № 25-30 (40-65%), роговой обманкой (снг = 15-23°, 2γ = -(83-87)°, от 7 до 25%), биотитом (5-15%), кварцем (10-20%), калиевым по-левым шпатом (0-5%). В кварцсодержащих диоритах и диоритах содержание кварца составляет 3-10%, а количество темнокветных минералов достигает 35-40%. В кварцевых диоритах центральной части Купуринского массива встречается моноклинический пироксен (до 2-3%). Гранат, апатит, манетит, сфен, ортит, рутил являются акцессорными минералами. Иногда содержание граната достигает 5-10%. Вторичные изменения в описываемых породах (вдоль зон диафтореза, расщепления, катаклаза) выражаются в образова-нии эпидота (до 10%), скаполита (до 20%).

Структура кварцевых, кварцсодержащих диоритов и диоритов транобластовая, реже тегробластовая, в незначительных разностях типноморфнозернистая, алотриоморфнозернистая.

Химический состав кварцевых диоритов приведен в табл. I (образцы 57а, 43в, 3а).

Конкордантный тип интрузий кварцевых диоритов и диоритов, приуроченность этих интрузий к тектоническим нарушениям, незна-чительная в общем мигматизация и ассимиляция вмещающих пород, структуры матматической кристаллизации в неизмененных разностях кварцевых диоритов свидетельствуют о глубоких условиях их фор-мирования, по-видимому, позже главного этапа раннепротерозой-ской складчатости.

Кварцевые диориты и диориты на территории листа проны-вают раннепротерозойские мигматизированные породы иликанской серии и не подвержены мигматизации, связанной с древнестанов-ми гранитами. В верховьях р.Тона кварцевые диориты прорывают древнестановые граниты (Оушков, 1952 ф; Казмин, 1963), а на территории листа М-52-ХП они прорываются раннепротерозойски-ми (?) двускладными гранитами (Карсанов и др., 1966 ф). В бас-сейне р.Унахи аналогичные кварцевые диориты и диориты имеют абсолютный возраст в 925 млн. лет (Янышев и др., 1966 ф). Исходя из вышеизложенного, возраст рассматриваемых интрузий кварцевых диоритов принят условно раннепротерозойским.

Жилной серией кварцевых диоритов являются немногочислен-ные петматиты, распространённые в эндо- и экзоконтактных ча-стях массивов. Мощность петматитовых жил от первых сантиметров до 5-8 м, протяженность несколько десятков метров. Петматиты -

розовато-серые крупнозернистые массивные породы, состоящие из кварца (15%), полевых шпатов (75%), биотита (5%) и реже розовой обманки (3-5%). С кварцевыми диоритами и диоритами в районе связано незначительная редкоземельная минерализация (оргуит).

Граниты, платиограниты биотитовые, двуслюдяные тейсовидные (13 P₆₁ ?) в восточной части Станового хребта впервые описаны Л.П. Карсавиным в 1963 г. Они состоят из Такакандинского массива площадью более 300 км² в южной части территории (реки Онони, Якодонит, Зея, Купури) и ряд мелких (до 15 км²) тел в междуречье Кинганджака и Купури и в верховьях р. Джатари.

Такакандинский массив вытянут в субширотном направлении от среднего течения р. Купури до западной границы территории листа и далее прослеживается за ее пределами лист N-52-X), где слагающие массив двуслюдяные граниты отнесены условно к древнестановым гранитоидам (Лошак, 1964). Контуры массива в большей части согласны со складчатыми структурами нижнего протерозоя. Иногда контуры массива секут складчатые структуры (устье р. Купури, р. Кинганджака). В целом Такакандинский массив, по-видимому, является конкордантным с местными секущими ответвлениями. Описываемый массив двуслюдяных гранитов приурочен к древней Такакандинской зоне разломов и диафтореза субширотного простирания. В экзоконтакте массива выходящие породы не мигматизированы и не гранитизированы. Лишь иногда здесь наблюдаются секущие и согласные малоомные (до 10 м) жилы с резкими контактами. В эндоконтакте массив сложен мелко- и среднезернистыми, четко тейсовидными биотитовыми, реже двуслюдяными гранитами, которые по направлению к центру массива постепенно сменяются слабо тейсовидными или массивными среднезернистыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Встречаясь в эндоконтакте массива ксенолиты выходящих пород не мигматизированы, имеют четкие резкие контуры. В мелких телах гранитов тейсовидность пород проявлена четко по всей площади.

Такакандинский массив и мелкие тела сложены преимущественно гранитами, реже платиогранитами, внешне не отличающимися друг от друга. Это светло-серые, розовато-серые мелко-среднезернистые породы с тейсовидной, реже массивной текстурой. По составу выделяются биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые разновидности. Биотитовыми гранитами сложены мелкие тела и краевые части Такакандинского массива. Двуслюдяные и мусковитовые разновидности гранитов встречаются в центральной части Такакандинского

массива и реже в мелких телах. Преобладающее распространение имеют двуслюдяные граниты. Граниты и платиограниты обладают гиллиноморфнозернистой гранитной, реже алогриноморфнозернистой структурой. Граниты сложены плагиоклазом № 19-23 (20-25%), калиевым поевым шпатом (35-50%), кварцем (30-35%), биотитом (0-5%), мусковитом (0-5%). Платиограниты отличаются от гранитов меньшим содержанием калиевого полевика шпата (8-10%) и повышенным содержанием плагиоклаза (60-70%). Платиоклаз образует идиоморфные, полисинтетические двойникованные таблички с прямой зональностью (обычно 2-3 зоны). Калиевый полевой шпат представлен грубо решетчатым криптоперматовым микроклином. Ксеноморфные зерна кварца имеют обильное или волнистое потемнение. Зеленоватобурый биотит замещается мусковитом, хлорит-эпидиотом аметистом. Мусковит присутствует в виде двух генераций: крупные чешуйки и пластинки с правильными ограничениями, часто с волнистыми потемнениями и натрием спайности (первая генерация) и мелкие чешуйки или их агрегаты, развивающиеся по полевым шпатам, биотиту или в виде бахромы по краям крупных пластин первичного мусковита. В образовании вторичного мусковита большую роль играют, по-видимому, процессы автосоматоза и наложенного метаморфизма. Из акцессорных минералов в гранитах и платиогранитах присутствуют монацит (очень характерно), циркон, апатит, сфен, гранат и рутил.

Химический состав двуслюдяных гранитов приведен в табл. I (образцы 18, 1204, 18496, 1249).

Приуроченность интрузии двуслюдяных гранитов к тектоническим зонам и зонам диафтореза, общий конкордантный их характер, отсутствие полей мигматизации и гранитизации вокруг их массивов, типичные структуры магматической кристаллизации, наличие зональных плагиоклазов свидетельствуют о тесном характере интрузии, сформировавшейся в глубинных условиях позднего этапа раннепротерозойской складчатости.

Нижняя возрастная граница двуслюдяных гранитов на площади листа определяется прорыванием ими гранитоидов древнестанового комплекса (реки Зея, Купури). На территории листа N-52-XII двуслюдяные граниты рвут раннепротерозойские (?) кварцевые диориты и диориты (Карсавин и др., 1966). Верхняя же их граница устанавливается по прорыванию их раннемоловыми (?) гранодиоритами. Абсолютный возраст мусковитовых пегматитов, генетически связанных с двуслюдяными гранитами равен 286 млн. лет (Т.К. Ко-вальчук, лаборатория ДВНТУ). На территории листа N-51-XIII

аналогичные граниты имеют абсолютный возраст 621 и 707 млн. лет (Парняков, 1964). К приведенным цифрам абсолютного возраста следует относиться с осторожностью, так как при неоднородных протеканиях в период поздних тектоно-магматических процессов часть аргона улетучивалась и результаты определения абсолютного возраста, вероятно, занижены. Возраст двуслюдяных гранитов принят условно раннепротерозойским.

Приуроченность двуслюдяных гранитов к древним зонам тектонических нарушений и диафтореза, становление их после главных этапов складчатости и ультраметаморфизма позволяет предполагать, что эти интрузии образуют поздние или посторогенный интрузивный комплекс (таксакадинский), в настоящее время относимый условно к раннему протерозою. Не исключен также более молодой возраст этого комплекса.

С двуслюдяными гранитами генетически связаны жилы аплитов и мусковитовых пегматитов. Аплиты образуют маломощные (до 15 см) жилы с четкими резкими контактами в пределах массивов двуслюдяных гранитов. Это светло-серые, мелкозернистые, массивные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (40-45%), плагиоклаза (30%), кварца (25-30%) и единичных чешуек биотита.

Мусковитовые пегматиты показаны на карте полезных ископаемых в виде полей. Пегматитовые жилы приурочены к эндо- и экзоконтактам массивов двуслюдяных гранитов и тектонически ослабленным зонам, контролирующим размещение массивов двуслюдяных гранитов. Мощность жил пегматитов колеблется от 5 см до 20 м, протяженность достигает 150 м. Контакты четкие, секущие реже согласные. Это светло-серые, крупнозернистые породы с патинисто-сегрегационной, аполтрафической и блоковой структурой. Они сложены мусковитом, плагиоклазом и кварцем (подробно описаны в главе "Полезные ископаемые"). Расоматриваемые слюдоносные жилы пегматитов олигоклазовым составом полевых шпатов, малым содержанием глинозема и наличием структур замещения резко отличаются от неслюдоносных пегматитов, связанных с древнеэста-новыми гранитоидами и раннепротерозойскими кварцевыми диоритами и диоритами (Соснина, 1966 ф). Кроме мусковита, с двуслюдяными гранитами связаны ореолы рассеяния монацита, свинца.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемеловыми интрузиями сложено около 50% территории листа. Среди них в возрастной последовательности выделяются:

1) габбро, габбро-диориты, диориты; 2) гранодиориты, граниты биотитовые, биотит-роговообманковые, кварцевые, диориты; 3) кварцевые диориты пироксен-содержащие; 4) граниты лейкократовые биотитовые.

Г а б б р о , г а б б р о - д и о р и т ы ($\gamma - \delta$ Gr¹) являются наиболее ранней фазой раннемеловых интрузий. Они образуют немногочисленные мелкие тела площадью до 2 км² в приустьевой части р. Джугары, на левобережье р. Зей (вблизи р. Игarka) на левобережье р. Мандаски и на водоразделе рек Этмаи и Джугары. Пела рассматриваемых габброидов нередко пространственно приурочены к краевым частям массивов раннемеловых (?) гранодиоритов. Контакты между телами габброидов и вмещающими их метаморфическими породами нижнего протерозоя резкие, крутые (70°), с многочисленными согласными и секущими апофизами во вмещающие породы (р. Зей). Среди габброидов по петрографическому составу выделяются биотит-роговообманковые и роговообманковые габбро, габбро-диориты и диориты, имеющие между собой постепенные переходы. Габбро-диориты, диориты тяготеют к краевым частям тел габброидов.

Габбро - темно-серые крупнозернистые породы массивного сложения, состоящие из сосуммированного плагиоклаза № 41-58 (38-44%), роговой обманки (53-63%). Иногда присутствуют реликты моноклинового пироксена. Габбро-диориты и диориты отличаются от габбро более светлой окраской, неравномернозернистым сложением и увеличением количества плагиоклаза (№ 23-44) до 60-70% с соответствующим уменьшением роговой обманки до 10-23% и появлением биотита (5%), кварца (2%). Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом, апатитом, гранатом. Структура пород габброидов и призматически-зернистая (в габбро-диоритах, диоритах). Химический анализ габбро приведен в табл. 2 (обр. 25). Из анализа видно, что описываемые породы соответствуют одному из наиболее основных типов габбро по Дэви.

Габброиды проявляются раннемеловыми (?) гранодиоритами (р. Зей) и встречаются среди них в виде конолитов. В бассейне р. Чалдырна (Альбов, Мошкин, 1959) аналогичные породы проявляют верхнепротерозойско-нижнемеловую вулканогенную толщу и сами являются раннемеловыми (?) гранодиоритами.

Г р а н о д и о р и т ы , г р а н и т ы б и о т и т о в ы е , б и о т и т - р о г о в о о б м а н к о в ы е ($\gamma \delta$, Gr¹?), к в а р ц е в ы е д и о р и т ы ($\delta \alpha$, Gr¹?) составляют юго-восточные окончания Джигитанда-Зейского (840 км²)

и Этминского (320 км²) массивов. Три массива описываемых гранодиоритов закартированы в бассейнах рек Бол. и Мал. Ванги (30 км²), в нижнем течении р. Онони (80 км²) и вблизи устья р. Купури (42 км²). Ряд мелких (до 15 км²) массивов зафиксированы в междуречье Уина и Купури, вблизи устья рек Итмиди и Мадаски.

Интрузии раннемеловых (?) гранодиоритов прорывают метаморфические и интрузивные образования архея, нижнего протерозоя и раннемеловые габброиды (р. Зей, вблизи устья р. Джугарки). Контактные изменения во вмещающих породах выражены слабо в виде окварцевания, скарирования. По условиям залегания и форме массивы раннемеловых (?) гранодиоритов представляют собой, по-видимому, типический типичные интрузии.

Джигитанда-Зейский массив с севера и юга на значительном протяжении имеет тектонические контакты и заканчивается в виде двух узких тел, разделенных тектоническим клином нижепротерозойских пород. Общая удлиненность массива примерно параллельна простиранию нижепротерозойских толщ. Крутой северный контакт подтверждается большим горизонтальным градиентом изменения

ΔT (р. Итмиди). В экзоконтакте массива вмещающие породы распространены на расстояние до 500–600 м от контакта (верховья р. Итмиди, р. Зей) и имеют вторичную круглопадающую слоистость, не совпадающую с пологостью в тнеллах. В эндоконтактной части массива отмечается неширокая (100–200 м) полоса кварцевых диоритов, постепенно переходящих далее к центру в гранодиориты. Площади развития гранитов незначительные, и поэтому на геологической карте не показаны. На правобережье р. Бол. Иракана отмечаются переходы кварцевых диоритов в направлении к вмещающим породам в тнеллинные породы такситового сложения с многочисленными включениями вмещающих пород. Для Джигитанда-Зейского массива характерны пологопадающие, субгоризонтальные и круглопадающие трещины отдельности северо-восточного, близкого к меридиональному, направления, то есть поперечные относительно удлинения массива. Другие направленные трещиноватости, в том числе параллельно удлинению, развиты слабо. К субгоризонтальным трещинам приурочены жилы аплитов, к круглопадающим – дайки кислого и среднего состава.

В верховьях р. Джугарки расположена юго-восточная апофиза (Этминский массив) крупного массива, основная часть которого располагается на территории листа N-52-V. Этот массив сложен гранодиоритами и кварцевыми диоритами, имеющими

замечную тнелловидность в своих краевых частях. В.А. Дыренко (1963 ф) в верховьях р. Бол. Джарискина отмечает прорывание кварцевых диоритов гранодиоритами. По наблюдениям же В.А. Миканова (1963) в береговых обрывах рек Зей, Онона гранодиориты и кварцевые диориты связаны между собой постепенными переходами. Считая, что взаимоотношения между кварцевыми диоритами и гранодиоритами в Этминском массиве окончательно не установлены, мы, вслед за В.А. Микановым (1963), кварцевые диориты на карте показывали условно как фацию гранодиоритов.

Княев группа тел гранодиоритов, по-видимому, представляет восточное продолжение Среднеираканского массива (Дюбак, 1964), полностью не вскрытого эрозией. Они отделены друг от друга неширокой (1,5 км) полосой нижепротерозойских тнеллов. Все три тела сложены преимущественно кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Последние обнаружены в центральных частях среднего и восточного массивов. Переход кварцевых диоритов в гранодиориты постепенный.

Гранодиориты – среднезернистые, иногда слабо порфирированные породы серого, розовато-серого цвета. Они состоят из зонального андезита № 34–41 (36–58%), калиевого полевого шпата (22–31%), кварца (20–25%), призматической роговой обманки (3–6%) и псевдогексагональных кристаллов биотита (2–7%). Из акцессорных минералов присутствуют макроскопически видимые кристаллы клиновидного сфена, циркон, реже рутил, шелиф, ортит, магнетит, апатит, из вторичных – серицит, хлорит, эпидот, пелитовое вещество. Структура гранодиоритов типидиоморфнозернистая. Для гранодиоритов характерно преобладание платиноклаза над калиевым полевым шпатом. В гранитах платиноклаз и калиевый полевой шпат присутствуют в разных количествах. Состав гранитов следующий: кварц (25–40%), калиевый полевой шпат (25–40%), платиноклаз № 26–28 (25–40%), биотит (3–5%), роговая обманка (0–2%). Структура гранитов типидиоморфнозернистая, участками монотонитовая. Кварцевые диориты отличаются от гранодиоритов более темной окраской, постоянным преобладанием роговой обманки (8–15%) над биотитом (2–7%), меньшим содержанием кварца (10–20%) и калиевого полевого шпата (0–7%). Химический состав описываемых пород (табл. 2, образцы 66а, 41, 38, 651) варьирует от щелочно-земельного гранита до гранодиорита, с широким развитием промежуточных разновидностей типа адамеллита.

Интрузии гранодиоритов широко развиты на Становом хребте. Возраст их точно нигде не установлен. На территории листа

они не оказывают контактовых воздействий на вулканогенные образования нижнего мела. По-видимому, последние перекрывают гранодиориты. Абсолютный возраст гранодиоритов равен 107-114 млн. лет. Ю.А. Альбов и В.Н. Мошкин (1959) считают гранодиориты лонинемеловыми на основании залегания нижнемеловых конгломератов с флорой неомома на их размытой поверхности (верхнее течение р. Уды). На территории листа М-52-1 в гранодиоритах обнаружены ксенолиты вулканогенной гончи с флорой неомома, на основании чего А.Т. Кац (1963) возраст гранодиоритов датирует как нижнемеловой. В силу противоречивости данных о возрасте гранодиоритов, в настоящее время он может быть определен условно как нижнемеловой.

Кварцевые диориты пироксеносейде (жашие ($\delta_{O_2}^{Sr1}$) состоят из трех мелких тел в бассейне р. Уч. Интаги (15 км²) и вблизи устья рек Карчелак (2 км²) и Онони (8 км²). Отдельные жили их наблюдались в верховьях р. Мал. Джарыкина и в низовьях р. Аквиданка. Интрузии пироксеносейде кварцевых диоритов приурочены к тектоническим нарушениям северо-западного направления. Мелкие тела (р. Вей) и крайние части относительно крупных тел (р. Уч. Интаги, р. Онони) сложены мелкозернистыми, часто порфировидными кварцевыми диоритами, переходящими к центру массива в средне- и крупнозернистые разновидности. Нередко в краевых частях массивов встречаются ксенолиты вмещающих пород, переработанные в микродиориты.

Пироксеносейде кварцевые диориты - серые, темно-серые, средне- и крупнозернистые породы массивного сложения. Вся масса характерно для них наличие скопления чешуек биотита с бронзовым оттенком. Породы имеют аномальный, непостоянный петрографический состав с отклонениями к диорит-монцитам: зональный альбитизированный плагиоклаз № 28-45 (45-55%), калиевый полевой шпат (10-17%), кварц (до 13%), уральтовая роговая обманка (4-13%), биотит (5-11%), реликты моноклинового пироксена (до 4%). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, руд-ным, цитроном. Структура пироксеносейде кварцевых диоритов типично морфнозернистая, монцитовая. Химический состав (табл. 2, образцы 923а, 319) описываемых пород характеризуется высоким содержанием щелочей (количество их близко к содержанию в щелочных гранитах) при нормальном для средних пород содержании феррических компонентов.

Раннемеловой возраст пироксеносейде кварцевых диоритов устанавливается на основании следующих данных. Кварцевые

Таблица 2

Химический состав раннемеловых и поздне-меловых интрузивных пород

Номер образ-ца	Содержание компонентов, %															Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.л.	H ₂ O ⁺	CO ₂	
25	44,90	1,70	13,83	4,16	8,84	0,14	10,75	10,85	1,89	1,24	0,09	0,03	-	1,45	-	99,87
33	61,55	0,81	15,95	2,00	4,36	0,12	5,28	2,33	4,04	2,37	0,30	0,01	0,37	0,10	-	99,59
65I	60,71	0,71	16,94	2,11	4,59	0,12	6,27	2,06	4,13	2,02	0,27	0,01	-	0,42	-	100,36
66a	69,52	0,44	15,16	1,00	2,13	0,08	2,69	1,07	4,26	3,25	0,17	0,02	0,07	0,04	-	99,90
4I	66,00	0,52	14,78	1,45	3,01	0,10	3,85	2,06	3,81	3,26	0,16	-	-	0,68	0,35	100,03
923a	63,97	0,65	16,13	1,88	3,41	0,11	4,28	1,95	4,32	3,15	0,23	0,02	-	0,30	-	100,40
319	60,02	0,86	16,19	1,59	4,31	0,12	5,26	2,79	4,28	3,09	0,26	0,05	-	0,46	0,36	99,76
849	74,71	0,15	13,05	0,55	0,74	0,08	0,85	0,44	4,22	4,40	0,04	0,01	-	0,26	0,58	100,08
862	76,52	0,15	12,57	0,57	1,11	0,07	0,83	0,64	4,25	4,06	0,03	0,01	-	0,32	-	100,20
I6746	68,94	0,70	13,38	0,15	2,31	0,02	1,95	2,66	2,58	5,98	-	-	-	-	-	-

Числовые характеристики по методу А.Н.Заварицкого

Номер образца	a	c	b	s	a/c	f	m'	c'	n	t	φ	Q
25	5,3	6,2	36,5	51,3	0,97	32,4	49,1	18,5	69,9	2,7	9,05	-15,6
33	12,4	4,5	11,9	71,2	2,7	49,7	33,5	16,8	72,2	0,9	1,4	13,1
65I	12,1	5,4	12,1	70,4	2,2	51,7	29,0	19,3	76,1	0,8	14,7	11,1
66a	13,9	3,1	4,8	78,2	4,5	60,6	36,6	2,8	67,0	0,4	1,2	25,5
94I	13,0	3,3	8,9	74,8	3,90	46,4	38,8	14,8	63,9	0,54	3,69	20,3
923a	14,1	3,7	9,6	72,6	3,7	51,1	34,0	14,9	67,1	0,7	16,9	13,0
319	14,1	3,9	13,0	69,0	3,6	50,7	33,8	15,5	67,2	1,0	10,6	6,0
849	15,2	0,8	2,1	81,9	18,3	57,5	35	7,5	59,1	0,2	22,2	32,6
862	14,4	0,9	2,7	82,0	18,0	57,1	38,1	4,8	61,3	0,2	17,1	34,3
16746	14,1	1,6	7,3	77,0	8,9	30,0	60,0	10,0	39,6	4,2	0,9	24,2

Обр. 25 - габбро ($\sim 8 \text{ Cr}_1$), р.Зая, вблизи устья р.Джагармы; обр. 33 - кварцевый диорит ($80,1 \text{ Cr}_1?$) р.Зая (вблизи устья р.Джагармы; обр. 65I - кварцевый диорит ($80,1 \text{ Cr}_1?$) р.Бол.Джарыский; обр. 66a - гранодиорит ($10,1 \text{ Cr}_1?$), р.Зая (вблизи устья р.Бол.Джарыский); обр. 4I - гранодиорит ($18,1 \text{ Cr}_1?$), р.Зая (ниже метеостанции Докша); обр. 923a - кварцевый диорит пироксенсодержащий ($80,2 \text{ Cr}_1$), руч.Ингагли; обр. 849 - гранит лейкократовый биотитовый (13 Cr_1), р.Бол.Иракан; обр. 862 - лейкократовый гранит (1 Cr_2), р.Бол.Иракан; обр. 16746 - гранит-порфир (1 Cr_2), р.Джагарма. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ДВТУ (зав.лабораторией А.И.Божко).

Диориты контактового метаморфизма (руч.Ингагли), проявляют катаклазированные раннемеловые (?) гранодиориты (руч.Ингагли) и, в свою очередь, проявляются раннемеловыми лейкократовыми гранитами (р.Карчелак). Абсолютный возраст пироксенсодержащих кварцевых диоритов равен 97-110 млн. лет.

Граниты лейкократовые биотитовые (13 Cr_1) относятся к раннему меловому периоду, северо-западное окончание Марелинского (18 км^2) массива и небольшое тело (5 км^2) вблизи устья р.Карчелак. Интрузии лейкократовых гранитов приурочены к разломам или зонам катаклаза северо-западного простирания.

Западное окончание Якодонит-Ираканского массива находится на территории листа М-52-X. В эндоконтакте описываемый массив сложен резко порфировидными гранитами, иногда гибридными породами типа гранодиоритов. По направлению к центру массива наблюдается уменьшение количества и размера порфировидных выделений и породы приобретают средне-крупнозернистое строение. В зонах разломов и гидротермальной переработки встречаются трещенизированные или мусковитизированные разновидности. В составе Марелинского массива преобладают порфировидные биотитовые, розовообманково-биотитовые разновидности гранитов.

Граниты представляют собой розовато-серые, средне-крупнозернистые, часто порфировидные породы. Порфировидные выделения, количество которых варьирует от единичных кристаллов до 25-30%, представлены калиевым полевым шпатом, платиноклазом, реже темно-серым кварцем. Величина их достигает 1 x 2 см. Граниты сложены кварцем (25-38%), микроперлитом (30-50%), платиноклазом с примесью зональности № 11-30 (20-30%), биотитом (1-2%).

Иногда в гранитах встречается розовая обманка (до 1%). Из акцессориев присутствуют рудный минерал, сфен, апатит, рутил, циркон, торит, гранат, ортит, монацит. Структура гранитов гиалиноморфнозернистая.

Описываемые граниты по химическому составу (табл. 2, обр. 849) относятся к группе пород, перешедших кремнекислотой и богатых щелочами. Лишь несколько меньшим содержанием щелочей они отличаются от монацитов по Дали (эффузивных аналогов щелочных гранитов), то есть они являются субщелочными. С лейкократовыми гранитами в бассейнах рек Б.Иракана и Якодонита связаны ореолы рассеяния торита, оранжита, ферусонита, монацитита и монацита.

Раннемеловой возраст лейкократовых гранитов определяется тем, что в бассейне р.ч. Ингалги (Карсаков, 1964 ф) они прорывают нижнемеловые эффузивы, раннемеловые (?) гранодиориты, пироксеносодержащие кварцевые диориты и, в свою очередь, на территории листа М-52-ХП (Карсаков и др., 1966 ф) прорываются позднемеловыми розовыми гранитами с абсолютным возрастом 83 млн. лет. Абсолютный возраст лейкократовых гранитов равен 89-91 млн. лет (Лошак, 1964). По данным Ю.А. Альбова и В.Н. Мошкина (1959), подобные граниты в бассейне р. Удильна прорывают толщу конгломератов с флорой неогена.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

На территории листа позднемеловые интрузии распространены незначительно и представлены: 1) гранитами лейкократовыми, 2) гранит-порфирами, фельзит-порфирами.

Граниты лейкокра- товые (1 ст₂) составляют штокобразные тела площадью от 0,5 до 22 км² в верховьях р. Унина, в междуречье Ингалги - Акидьяка, в нижнем течении р. Акидьяка, на правобережье р. Бол. Иракана и в центральной части района. Они приурочены к разломам и зонам расчленения и катаклаза. Мелкие тела, апикальные и краевые части крупных массивов сложены неравномерно-мелкозернистыми, часто порфировидными гранитами, постепенно переходящими к центру крупных массивов в равномерно-среднезернистые. Граниты - розовые, розовато-серые породы массивного сложения. Для них весьма характерно присутствие петлятиловых шпир и микролитовых пустот (до 0,5 x 1 см), выложенных друзами дымчатого кварца и полевыми шпатов. Структура пород типичноморфнозернистая, участками пегматидная, микрографическая. Минеральный состав гранитов: калиевый полевой шпат (35-46%), кварц (35-40%), плагиоклаз № 10-14 (18-35%), биотит (до 3%). Аццессорные минералы представлены ортитом, цирконом, рудными минералами, гранатом, рутилом. Из вторичных минералов обращает на себя внимание мусковит, развивающийся по полевым шпатам в приконтактовых частях массивов.

Химический состав описываемых гранитов (см. табл. 2, стр. 862) характеризуется высокими содержанием щелочей, близким к содержанию их в щелочных гранитах по Дюли.

С описываемыми гранитами на территории листа связаны ореолы рассеяния молибдена, ферусонита, кварцевые жилы с сульфид-

дами, тематитом. Иногда в кварцевых жилах, по данным спектрального анализа, присутствует олово.

Описываемые граниты в верховьях р. Унина (Карсаков и др., 1966 ф) прорывают раннемеловые биотитовые порфировидные граниты и, в свою очередь, прорываются позднемеловыми гранит-порфирами и фельзит-порфирами (Руденко, 1966 ф). На смежных с востока (Карсаков и др., 1966 ф) и с запада (Лошак и др., 1963 ф) территориях лейкократовые граниты рвут и контактово метаморфизуют нижнемеловые вулканотенные образования. Абсолютный возраст гранитов равен 108 (р. Акидьяк) и 83 (р. Унина) млн. лет. (Диренко и др., 1963 ф); Карсаков и др., 1966 ф). На определенной с запада территории (лист М-52-Х) абсолютный возраст аналогичных гранитов составляет 94, 96, 97, 99, 104 млн. лет (Лошак и др., 1963 ф), что соответствует концу раннего и началу позднего мела.

Гранит-порфиры, фельзит-порфиры (1 ст₂) составляют Макдаскинский массив (26 км²) в бассейне одноименной реки и мелкие (до 10 км²) тела в верховьях рек Джатарама, Яндокига, в междуречье Мугундакана и Унина и на левобережье р. Зеи (вблизи устья р.ч. Талытган). Все массивы и мелкие тела гранит-порфиров в плане имеют неправильную форму и вытянуты в северо-восточном направлении. В Макдаскинском массиве параллельно его удлинению хорошо проявлены протектонические трещины, круто падающие в западных румбах вблизи восточного контакта и в восточных румбах в западной половине массива. В том же направлении вытянуты косопады вмещающих пород. Крутизна углов падения трещин отдельности к центру массива увеличивается. Это позволяет предполагать, что контакты массива также падают к центру, то есть Макдаскинский массив в разрезе имеет вид треугольника, ориентированного вершиной вниз.

Мелкие тела, апикальные и краевые части крупных массивов сложены фельзит- и гранит-порфирами с плохо раскристаллизованной основной массой, переходящими иногда в гранофиры. В более глубоких срезах массивов фельзит- и гранит-порфиры имеют хорошо раскристаллизованную основную массу, нередко переходят в крупнопорфировидные граниты. Гранит-порфиры имеют постепенные переходы в фельзит-порфиры. Иногда (р. Макдаски) наблюдается как фельзит-порфиры прорываются гранит-порфирами. Можно предположить, что при детальном изучении тела субвулканических интрузий могут оказаться многофазными.

Гранит-порфиры — розовато-серые, кремовые, массивные породы. Вкрапленники представлены платиноклазом (65–85%), калиевым полевым шпатом (10–15%), кварцем (10–12%), биотитом (до 5%) и составляют от 10 до 50% объема пород. Микрогранитная или трафоидная основная масса гранит-порфиров сложена кварцем, калиевым полевым шпатом, платиноклазом и иногда сферолитами калиевого полевого шпата. Фельзит-порфиры — желтовато-белые, белые породы массивного сложения. Вкрапленники в них составляют до 15% объема пород и представлены калиевым полевым шпатом, платиноклазом, биотитом. Основная масса сферолитовая, витрофидная, участками микрографическая. Из акцессорных минералов в гранит- и фельзит-порфирах встречены циркон, ортит, апатит, сфен, рудный минерал. Химические анализы гранит-порфиров приведены в таблице (см. табл. 2, обр. 16746).

Гранит- и фельзит-порфиры пронзают позднеметалловое лейкократовое граниты (междуречье Уинн — Макдаски) с абсолютным возрастом 83 млн. лет (Карсаков и др., 1966 ф.). Их абсолютный возраст на сопредельной с запада территории (лист М-52-Х) равен 94, 96, 97 млн. лет (Лошак, 1964).

Заканчивая описание метловых интрузий, отметим, что они широко распространены не только на изученной территории, но и на всем Становом хребте. Изучением их в разное время занималась большая группа геологов ДВНУ, ВСЕГЕИ и ВАГТА (П.А. Сухов, В.Ф. Зуков, В.В. Шиханов, Н.П. Лошак, В.А. Дуренко, Л.П. Карсаков, В.Н. Мошкин, В.А. Альбов, В.Б. Казмин и др.). Впервые наиболее полная схема мезозойского магматизма для восточной части Станового хребта была предложена В.А. Альбовым и В.Н. Мошкиным (1959). Ими среди мезозойских интрузий выделены четыре интрузивных комплекса: 1) Чадиринский комплекс (вра) — небольшие интрузии основного состава; 2) Удско-Зейский комплекс (вра) — регионально распространённые крупные интрузии умеренно кислых гранитоидов; 3) Удхунский комплекс (нижний мел) — небольшие и средних размеров трещинные интрузии порфировидных гранитов; 4) Талытский комплекс (верхний мел) — мелкие типалобовидные и субвулканические тела резко порфировых гранитоидов, нередко с повышенной щелочностью состава.

На рассматриваемой территории и сопредельных с ней (листы М-52-ХП, IX, X) получены новые данные, позволяющие уточнить существующую схему мезозойского магматизма для восточной части Станового хребта. По взаимоотношению с вулканогенными и осадочными породами, фациальным условиям образования, особен-

ностями химизма и металлогении среди метловых интрузий выделяются два интрузивных комплекса, соответствующие главным этапам мезозойской интрузивной деятельности в районе (Карсаков, 1964 ф.; 1966 ф.). Первый (удско-зейский) комплекс формировался в три фазы: 1) таборо, таборо-диориты, диориты; 2) гранитоидиты, граниты биотитовые, биотит-роговообманковые; 3) трафоидит-порфиры. Среднеглубинные интрузии этого комплекса образуют огромные по площади тела, характеризуются умеренно кислым щелочноземельным составом. Вулканогенные породы (лист М-52-IX) и нижнеметалловое осадочное отложение (р. Удхун) перекрывают образования описываемого комплекса. С породами удско-зейского комплекса связана свинцовая, цинковая, медная и, по-видимому, золотая минерализация. Возраст удско-зейского комплекса в настоящее время не может быть датирован точно; по-видимому, он южно-химмерийский (верхняя вра — нижний мел).

Второй (ираканский) интрузивный комплекс включает следующие фазы: 1) кварцевые диориты пироксеносодержащие; 2) биотитовые лейкократовые граниты (порфировидные); 3) граниты лейкократовые розовые и 4) гранит-порфиры, фельзит-порфиры. Для интрузий этого комплекса характерны четко выраженный типалобовидный или субвулканический характер, сравнительно небольшие размеры тел, часто повышенная щелочность, ассоциация в просторанстве с выходами осадочно-вулканогенных пород, редкометалльная специализация. С этим комплексом связана также золотая минерализация. Все фазы этого комплекса проявляют нижнеметалловое средние и кислые эффузивы (листы М-52-Х, XI, XII и др.) и нижнеметалловое терригенное отложение (р. Удхун). Вероятна генетическая связь интрузий ираканского комплекса с последующими субщелочными гранитоидами Алданского щита. Возраст ираканского комплекса, судя по определенным абсолютным возрастам, нижневерхнеметалловый: начальные фазы внедрились в конце раннего мела, а поздние — в начале позднего мела.

Дайки гранит-порфиров (I^пСт), аплитов (I^аСт), гранодиорит-порфиров (I^гСт), фельзит-порфиров и кварцевых порфиров (А^кСт), диоритовых порфиров (В^дСт) и диоритов (В^дСт) широко распространены по всей территории листа как в пределах полей развития мезозойских интрузий, так и во вмещающих их породах. На площадях развития поздних фаз мезозойских интрузий жильные породы выра-

чаются значительно реже, чем среди полей ранних фаз. Жильные породы образуют как отдельные дайки, так и поля соприкоснувшихся даек северо-восточного простирания, контролирующие ослабленные зоны того же направления. Зона, насыщенная дайками гранит-порфиров шириной 5-10 км и длиной более 65 км, прослеживается от среднего течения р. Якококита на северо-восток в верховьях р. Датармы и далее уходит за пределы территории. В этой же зоне располагается поле разломов позднемоловых гранит-порфиров. Другое дайковое поле размером 10 x 20 км установлено на правобережье Зеи, вблизи устья р. Кукури. Здесь встречаются гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры и реже фельзит-порфиры и спесариты.

Третья зона, насыщенная дайками гранит-порфиров, находится в междуречье Мандаски и Унина. Эта зона наиболее интенсивно проявлена на территории листа М-52-ХП (Карсавов и др., 1966 г.). Менее крупные дайковые поля, насыщенные дайками как мелкозернистыми, так и среднего состава, установлены в бассейнах рек Аквиданга, Онони, Кукури. Отдельные дайки широко распространены по всей территории листа. Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до 60 м, протяженность чаще составляет 500-800 м, реже достигает 2,5 км (р. Якококит). Дайки имеют преимущественно северо-восточное простирание и падение в юго-восточных и северо-западных румбах. Реже встречаются дайки северо-западного, меридионального простирания. Углы падения варьируют в пределах 10-90°, преобладают 70-80°. Контакты их с вмещающими породами четкие, резкие, прямые, реже извилистые. В знакоконтактах даек развиты маломощные (до 3 м) зоны закаливания.

Гранит-порфиры и фельзит-порфиры по составу и структуре сходны с аналогичными породами, составляющими самостоятельные интрузии, поэтому здесь описание их опускается. Аплиты распространены только в пределах массивов раннемоловых (?) гранодиоритов, лейкократовых гранитов и позднемоловых гранитов. Это светло-серые, желтовато-серые мелкозернистые массивные породы, состоящие из калинагрового полевого шпата (35-38%), кварца (30-35%), плагиоклаза (20-25%), биотита и магнетита (менее 1%). В аплитах позднемоловых гранитов встречаются микролитовые пучки.

Гранодиорит-порфиры - серые, зеленовато-серые массивные породы с порфировыми выделениями полевых шпатов, биотита и кварца от 10 до 50%. Основная масса имеет микроаллотрипоморфно-зернистую, реже типидиоморфнозернистую структуру и гранодиорит-

говый состав. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, ортит, апатит, рудный минерал. Кварцевые порфиры - зеленовато-серые массивные породы с крупными (до 1-1,5 см) выкристаллизовавшимися кварца (20%), микропертитового полевого шпата (5-10%), биотита (2-3%), плагиоклаза (2-3%). Основная масса их микрогранофоровая, микроаллотрипоморфнозернистая. Диоритовые порфиры - темно-серые, зеленовато-серые массивные породы с мелкозернистой, типидиоморфнозернистой или призматически-зернистой основной массой и порфировыми выделениями (от 20 до 40%) плагиоклаза и роговой обманки. Основная масса состоит из плагиоклаза № 38-40 (50-70%), роговой обманки (18-20%), биотита (5%), кварца (0-3%). Акцессории: рудный минерал, сфен, апатит, ортит.

Диориты - зеленовато-серые и темно-серые, неравномерно-зернистые породы массивной текстуры. Минеральный их состав: (в %): плагиоклаз № 40-60 от 40 до 70, бурый роговая обманка 37-20, моноклиновый пироксен 1-2. Из акцессорных минералов присутствуют сфен, рудный минерал. Структура их призматически-зернистая, типидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Спесариты - темно-серые, зеленовато-серые массивные мелкозернистые породы с призматически-зернистой, панидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 38-40 (43-56%), роговой обманки (35-40%), кварца (2-6%). Акцессорные минералы, сфен, апатит и рудный минерал.

Дайки прорывают все докайнозойские образования района. Большинство их, несомненно, связаны с раннемоловыми и позднемоловыми интрузивными гранитоидом, с которыми их объединяет общность петрографического состава и тесная пространственная связь. Однако не исключено, что часть даек является как более древними, так и более молодыми. Возрастные взаимоотношения даек между собой сложные. Так, в береговых обнажениях р. Зеи неоднократно наблюдались, как дайки диоритовых порфиров, так и дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. В то же время в верховьях р. Унина, Датармы дайки диоритовых порфиров прорываются дайками гранит-порфиров, фельзит-порфиров, гранодиорит-порфиров. При современной изученности послевоенных исследований всех выделенных петрографических разновидностей жильных пород до конца не расшифрована. Поэтому дайки на карте индексируются лишь как моловые. Но приуроченность большинства даек к ослабленным зонам северо-восточного простирания свидетельствует, по-видимому, о формировании основной массы даек в связи с поздними фазами иранканского комплекса.

Кварцевые жилы имеют мощность от нескольких миллиметров до 1,25 м, протяженность до 50 м. Кроме кварца в них присутствуют выкрашенность молибденита, пирита, галенита. Кварцевые жилы пространственно тяготеют к эндо- и экзоконтактам метовых интрузий, и их образование, по-видимому, связано с гидротермальными фазами мелового магматизма.

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена главным образом в Становой раннепротерозойской складчатой области и лишь небольшой ее северо-восточная часть заходит в пределы южной окраины Алданского шита. Структуры района в мезо-кайнозойе в значительной степени нарушены глыбовыми движениями и магматизмом. В тектоническом строении района выделяются: а) архейские и нижепротерозойские структуры кристаллического фундамента и б) мезо-кайнозойские наложенные структуры, связанные с глыбовыми деформациями кристаллического фундамента.

Докембрийский кристаллический фундамент

Архейские структуры Алданского шита выступают в северо-восточной части территории в виде фрагмента южного крыла Адиканской синклинали (Микаилов, 1963; Тимельфард, 1963), сложной метаморфическими породами средней подосветы хулуранской свиты. Согласно данным Б.А. Микаилова (1963), крыло этой синклинали осложнено узкой (шириной до 0,5 км) линейно-вытянутой антиклиналью протяженностью 7 км северо-западного простирания (рис. 2). Углы падения ее крыльев 60-65°. В конце архея происходит консолидация Алданского шита и превращение его в жесткий массив. В этап нижепротерозойской складчатости в Становой области архейский фундамент Алданского шита на территории листа подвергся интенсивным дизъюнктивным дислокациям, расчленяванию и диафторезу.

Нижепротерозойские структуры Становой области развиты на преобладающей части территории листа и представлены сложными построенными антиклинальными и синклиналими складками, син- и позднеоро-

генными интрузивными гранитоидов и крупными разрывными нарушениями. Главными нижепротерозойскими пикативными структурами являются Усть-Джаргарминская синклиналь и сопряженные с ней Таганская и Ялваканская антиклинали.

Усть-Джаргарминская синклиналь занимает центральную часть района. Она представляет собой крупную складку северо-западного, близкого к широтному простирания, шириной около 50 км и протяженностью более 70 км. Ось синклинали, слабо изгибаясь, протягивается от бассейна р. Карурака к среднему течению р. Бол. Иракана. Ядро ее в значительной части "занято" многочисленными интрузивными, частично сложено породами урумской свиты. Крылья синклинали образованы породами чимчанской и частично джигудинской свиты. Сужение выходов урумской свиты на востоке и конфигурация трещины выходов джигудинской свиты на востоке в бассейне рек Бол. и Мал. Ванги свидетельствуют о воздымании шарнира синклинали к востоку и его погружении к западу. Центриксинальное замыкание синклинали на востоке картируется за пределами территории, а на западе Усть-Джаргарминская синклиналь смыкается с Сугджарской синклиалью (Лованк, 1964).

Юго-западное крыло Усть-Джаргарминской синклинали имеет сложное строение. В юго-западной части района оно частично скрыто под рыхлыми отложениями и уничтожено интрузией раннемеловых (?) гранитоидов. Здесь старейшие описываемое крыло породы джигудинской свиты полого (20-30°) падают на север-северо-восток. К востоку от р. Онони юго-западное крыло Усть-Джаргарминской синклинали осложнено Зимовьячинской, Усть-Хулуранской, Карчевской антиклинальными и Рогоучинской, Нельтанской, Бираванской и Киниджаковской синклиналими складками второго порядка.

Зимовьячинская антиклиналь расположена в нижнем течении р. Онони. Ширина антиклинали 2 км, протяженность более 5 км. Простирание оси складки широтное, углы падения ее крыльев 40-60°. В ядре антиклинали обнажаются породы джигудинской, на крыльях чимчанской свиты. В западном окончании Зимовьячинская антиклиналь осложнена складками более высоких порядков шириной в первые сотни и десятки метров. К югу Зимовьячинская антиклиналь сменяется сопряженной с ней Рогоучинской синклиалью юго-западного простирания. В ядре последней выступают образования чимчанской свиты, а крылья сложены породами джигудинской свиты. Ширина складки 1 км, протяженность около 5 км. Углы падения крыльев 40°.

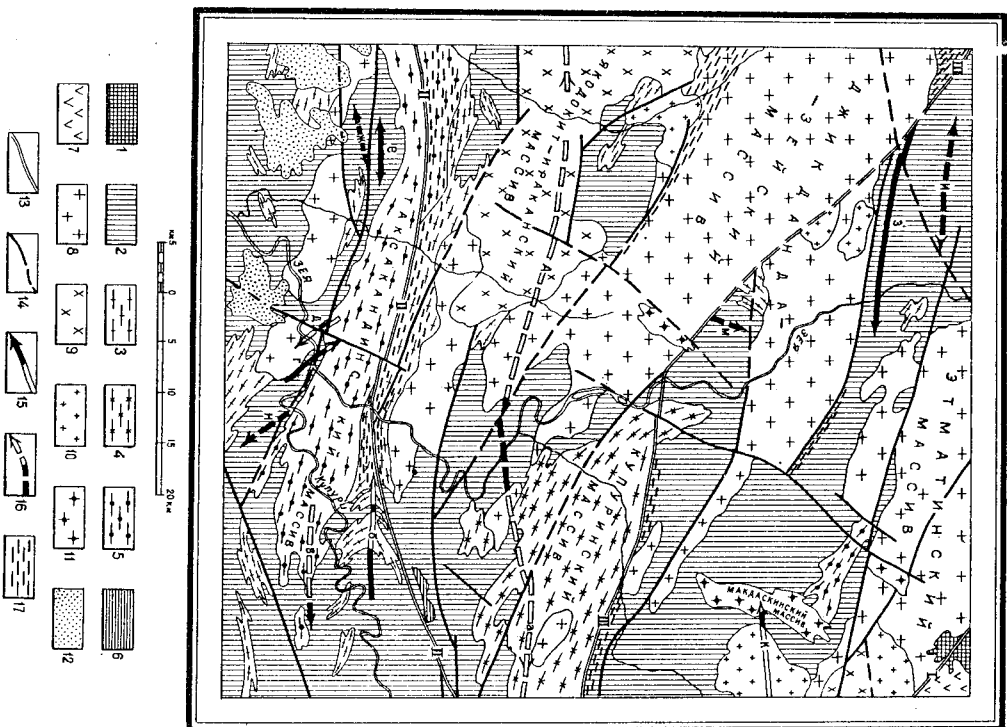


Рис. 2. Геолого-тектоническая схема

По южному берегу реки Печора. Архейские структуры Алданского щита: I - фрагмент крупной складчатой структуры, сложенной метаморфическими породами гранулитовой фации. Нижнепротерозойские структуры Становой области: 2 - крупные складчатые структуры, сложенные метаморфическими породами амфиболитовой фации, осложненные доломитизацией мелкой куполовидной и линейной складчатостью, местами литоморфизмом; 3 - синоротенные согласные интрузии раннепротерозойских (древнестановых) гранитов с широкими полями мигматитов; 4 - позднепротерозойские согласные интрузии раннепротерозойских диоритов; 5 - позднепротерозойские дискорданные интрузии раннепротерозойских (?) двускладчатых гранитов.

Мезозойские структуры, связанные с глубокими деформациями и кристаллического фундамента: 6 - реликты приразломных выделов, выполненных монолитно застывшими мезозойскими осадочно-вулканогенными образованиями; 7 - покровы кислых эффузивов; 8 - трещинные интрузии раннепротерозойских (?) гранодиоритов и габброидов; 9 - трещинные интрузии гранитов; 10 - трещинные интрузии позднепротерозойских гранитов; 11 - трещинные субвулканитические интрузии позднепротерозойских гранитов и фельзит-порфиров; 12 - реликты рыхлых неотен-четвертичных и четвертичных отложений, выполненных северо-восточную окраину Верхнепротерозойского заложения.

Прочие: 13 - глубокие долговязущие разломы нижнепротерозойского заложения; 14 - прочие разломы; 15 - зоны синклинали и направления их возмущения; 16 - оси антиклиналей и направления их погружения; 17 - зоны интенсивного расчленения, катаклаза.

Буквами и римскими цифрами на схеме обозначены важнейшие структуры: а - Усть-Лажаринская синклинали, б - Карельская антиклиналь, в - Кинельская синклинали, г - Усть-Кушуринская антиклиналь, д - Нельская синклинали, е - Зимовичинская антиклиналь, ж - Рогочинская синклинали, з - Итмдинская антиклиналь, и - Зельтинская синклинали, к - Таласская антиклиналь, м - Тамтылтинская синклинали, н - Биряковская синклинали, о - Становой разлом; п - Токсандинский разлом; р - Уини-Кушуринский разлом.

Несколько восточнее, в приустьевой части р. Купури фиксируются Усть-Купуринская антиклиналь и юго-западнее ее, сопряженная с ней Нельтаская синклиналь. Северо-западные окончания их срезаны разломом. Оси складок имеют северо-западное (320-330°) простирание. Ширина их не превышает 1-2 км, протяженность 5-6 км. Углы падения крыльев составляют 50-70°. Ядро Усть-Купуринской антиклинали сложено породами джигалинской свиты, а крылья - породами чимчанской свиты. В ядре и на крыльях Нельтаской синклинали выступают образования чимчанской свиты. Нельтаская синклиналь на юго-восточном замыкании уничтожена интрузией раннемоловых (?) гранодиоритов.

Далее на восток, в бассейне р. Бираяна, зафиксирована Бираянская синклиналь, северо-восточная часть которой срезана разломом. Простирание ее оси 345°, углы падения крыльев 30-60°, ширина крыльев 1-2 км. Восточнее, в приустьевой части р. Кинлянджака, расположена Кинлянджакская синклиналь шириной 8 км и протяженностью более 12 км. Значительная часть этой складки "объедена" раннепротерозойской интрузией двускладных гранитов, а крылья сложены породами чимчанской и частично джигалинской свиты. К северу Кинлянджакская синклиналь переходит в сопряженную с ней Карчеласкую антиклиналь. Ось ее имеет субширотное простирание (260-290°) и протягивается от субширотного участка р. Купури к среднему течению р. Карчеласа. Ширина крыльев антиклинали составляет 6-8 км, протяженность более 15 км. Углы падения крыльев варьируют в пределах 30-60°. Более крутые углы фиксируются на южном крыле антиклинали, что свидетельствует о некторой асимметричности складки. В ядре антиклинали выступают породы джигалинской, на крыльях породы чимчанской свиты. Западное периклинальное замыкание складки инвертировано многочисленными согласными телами раннепротерозойских гранитов. Далее к востоку юго-западное крыло Усть-Джатаринской синклинали падает на север под углами 25-50°, реже 75-80°. Строение его здесь подчеркнуто приуроченными к нему согласными телами раннепротерозойских гранитов. Резкие изменения углов падения пород (25-80°) на коротких расстояниях свидетельствуют, по-видимому, о наличии здесь осложняющих флексуобразных складок и перегибов высокого порядка.

Северо-западное крыло Усть-Джатаринской синклинали сложено породами чимчанской и, в меньшей мере, джигалинской свиты. Строение его сильно маскировано приуроченными к нему мелкими интрузиями гранитоидов. Оно осложнено Итымдинской антиклиналью

и Энельгинской, Тамтылгинской синклинальными складками второго порядка.

На правобережье р. Зеи (выше устья р. Джатарки) зафиксирована Тамтылгинская мульдобразная синклинальная структура, с юго-запада и севера срезанная разломами. Ширина складки около 6 км, углы падения крыльев 20-35°. Ось ее слабо вытянута в субмеридиональном направлении. Ядро занято в значительной части раннепротерозойскими гранитоидами, а крылья сложены породами урымской свиты.

Итымдинская антиклиналь расположена в бассейне одноименной реки. Простирание ее запад-северо-западное, протяженность 25 км. Юго-западное крыло этой антиклинали срезано разломом и уничтожено интрузией раннемоловых (?) гранодиоритов, поэтому в настоящее время можно говорить лишь о видимой ширине антиклинали в 10-15 км. Ось антиклинали протягивается от верховьев р. Мал. Джарюкина к верховьям р. Итымды. Углы падения ее крыльев 30-45°. Итымдинская антиклиналь на левобережье р. Итымды переходит в сопряженную с ней Энельгинскую асимметричную синклиналь с более пологим юго-западным крылом. Ось синклинали (азимут простирания 290°) прослеживается от верховьев р. Энельги к источнику р. Итымды. Ширина складки 6 км, протяженность 20 км, углы падения крыльев: северо-восточного - до 70°, юго-западного - около 40-45°. Ядро и крылья складки сложены породами чимчанской свиты. Далее к северу северо-восточное крыло Усть-Джатаринской синклинали переходит в юго-западное крыло Яваканской антиклинали, развитой за пределами описываемой территории (Казмин, 1963; Микаилов, 1963).

Т а л а к а н с к а я а н т и к л и н а л ь заходит на территорию листа в верховьях р. Унина своим западным периклинальным окончанием, частично уничтоженным интрузиями позднемеловых гранитов и гранит-порфиров. Ядро складки, сложное образованием джигалинской свиты, картируется за пределами района. Периклинальное замыкание антиклинали на территории листа четко вырисовывается простиранием слетающих его пород джигалинской и чимчанской свиты, моноклинально падающими от ядра под углами в 30-50°.

Кроме описанных структур, в сложном дислоцированных нижепротерозойских тнейсах и сланцах, особенно в породах чимчанской и урымской свиты, нередко фиксируются площадчистость и дополнительные мелкие линейные и куполовидные складки. Часто мелкие складки носят изоклинальный характер и опрокинуты, как правило, в

сторону антиклинальных структур первого и второго порядка.

В формировании нижепротерозойских складчатых структур значительная роль принадлежала также синорогенным интрузивным гранитоидов древнестанового комплекса. Наиболее крупные тела их тяготеют к восточно-западному крылу Усть-Джаргинской синклинали, а мелкие приурочены также к ядру и реке северо-восточному ее крылу. Мелкие тела древнестановых гранитоидов интенсивно насаждают западное периклинальное окончание Карачаевской антиклинали. По-видимому, в позднеорогенный этап развития раннепротерозойской складчатости внедрились раннепротерозойские интрузии кварцевых диоритов и двуслюдяных гранитов, пространственно тяготеющих к крупным Таксакандинскому и Унин-Купуринскому разломам.

Наиболее крупным разрывным нарушением нижепротерозойского возраста является Становой глубинный разлом, на коротком (6 км) отрезке пересекающий район в северо-западном направлении в верховьях р. Джаргын. Этот разлом образовался, по-видимому, в начале раннего протерозоя в связи с заложением нижепротерозойской геосинклинали южнее Алданского шита и является границей между Становой областью и Алданским шитом. В мезозое зона Станового разлома на территории шита в значительной мере заложена интрузивными раннемеловыми гранитоидов.

Среди других дисъюнктивных нарушений нижепротерозойского времени наиболее значительными являются крупные протяженные разломы северо-западного и субширотного простирания: Таксакандинский и Унин-Купуринский.

Таксакандинская зона разломов пересекает территорию дикста с запада на восток от р. Бол. Иракан к нижнему течению р. Карурак. Ширина зоны на западе 10-15 км, на востоке 5-8 км. На восток и на запад она прослеживается далеко за пределы района. В описываемой ослабленной зоне интенсивно проявлены процессы расщепления и диафореза. Метаморфические породы в этой зоне нередко кливажированы. Таксакандинская зона разломов контролируется приуроченной к ней крупной линейно-вытянутой интрузией двуслюдяных гранитов раннепротерозойского (?) возраста.

Унин-Купуринский разлом фиксируется на широтном участке р. Унина и прослеживается от этого места до правобережья р. Зеи. Далее к западу в верховьях р. Итхиди разлом угнетается в виде зоны расщепления. Этот разлом на востоке контролируется хорошо выраженными зонами катаклаза и миконитизации, приуроченной к нему интрузией раннепротерозойских (?) кварцевых диоритов, а на сопредельной с востока площади — и интрузией

раннепротерозойских двуслюдяных гранитов (Карсаков и др., 1966 г.). Параллельно Унин-Купуринскому разлому в удалении 1,5-2 км проходит сопряженное с ним еще одно крупное нарушение, контролируемое зонами катаклаза и миконитизации. Унин-Купуринский разлом на смежной с востока территории картируется как надвиг с падением плоскости смещения на юг под углом 30-40° (Карсаков и др., 1966 г.).

Заложение Таксакандинского и Унин-Купуринского разломов произошло, по-видимому, в поздние этапы развития раннепротерозойской геосинклинали. По этим разломам в более позднее время продолжались тектонические движения, о чем свидетельствуют расщепление раннепротерозойских кварцевых диоритов (р. Унин) и двуслюдяных гранитов (реки Бол. Иракан, Онони), прорывавших их раннемеловых гранитоидов (правобережье р. Зеи), образование вдоль них наложенных мульд мелового возраста (правобережье р. Купури) и серии субпараллельных молодых разломов. Таким образом, Таксакандинский и Унин-Купуринский разломы являются древними доложившими региональными нарушениями глубинного заложения, имевшими важное значение в строении восточной части Станового хребта.

В конце нижнего протерозоя происходит замыкание нижепротерозойской геосинклинали и причленение к Алданскому шиту Становой области, составивших впоследствии единый кристаллический массив.

Отсутствие образований позднего протерозоя, палеозоя и раннего мезозоя не дает возможности судить о геологическом развитии района в это время. По-видимому, он представлял собой область воздымания и разрыва.

Мезо-кайнозойские надолженные структуры, связанные с ними, являются объектами для формирования и исследования фундаментальных

Мезозойский этап развития района характеризуется возрождением тектонической активности, выраженной дифференциальными блоковыми перемещениями кристаллического фундамента. Вдоль ограничивавших блоки разломов внедрились крупные массивы раннемеловых (?) гранодиоритов (удско-зейский комплекс). Конфигурация массивов, прямолнейные контакты при расчлененном

рельефе, резкий перепад значений ΔT на контактах интрузивов свидетельствуют о крутом залегании их контактов, а приуроченность к разломам более древнего заложения — о их трещинном характере. Это согласуется с представлениями Л.И. Красного о том, что подобные гранитоиды представляют собой своеобразный телоро-тенный тип макротрещинных интрузий, формирование которых связано с региональными тектоническими расколами в жесткой среде (Красный, 1960; Альбов и Мошнян, 1959).

Блоковые движения продолжались и после внедрения ранне-меловых (?) гранодиоритов. Результатом этих движений явилось образование приразломных мульд, заполненных нижнемеловыми осадочно-вулканотенными образованиями. Реликты подобной впадины сохранились в междуречье Купури — Инатли. Здесь осадочно-вулканотенные отложения нижнего мела складывают небольшую мулду, крыло которой срезано разломом. Северное же ее крыло падает на 45° по углу до 20° . Наклон слоев обусловлен, по-видимому, мощными перемещениями кристаллического основания по позднему разрывам. Сохранившиеся в верховьях р. Джатармы нижнемеловые эффузивы фиксируют другую теребнообразную приразломную впадину, образованную нижнемеловыми блоковыми дислокациями, сопровождавшимися излияниями эффузивов кислого состава. Последние спойноно залегает на кристаллическом фундаменте. Углы падения слоев не превышают $5-6^\circ$ (Микаилов, 1963; Гиммельфарб, 1963).

С периодом формирования покровов нижнемеловых эффузивов тесно связано становление гипобоссадных и субвулканических интрузий ираканского интрузивного комплекса, которые в районе тяготеют к наиболее крупным потокам распространения эффузивов. Они, по-видимому, образуют единый вулканоплутонический комплекс.

Разрывные нарушения, сопровождавшие глибовые дислокации в мезо-кайное, имеют большое значение в геологическом строении района. Они группируются в системы разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Разломы северо-западного направления приурочены к области развития древних метаморфических пород или к их контактам с раннемеловыми интрузиями. Эти нарушения выражены зонами миконитизации, катаклаза значительной мощности (1-2 км). Они имеют сбросовый характер и сложное строение, направление падения плоскости смещения северное, северо-восточное под углом $40-80^\circ$. Амплитуда вертикальных перемещений по этим нарушениям не превышает, по-видимому, несколько сотен метров; заложены они были, вероятно, в доини-

меловое время и контролировали размещение интрузий раннемеловых гранитоидов, а затем подновлялись в посленижнемеловое время.

Разломы северо-восточного направления проявлены как в позднем развитии кристаллического фундамента, так и в пределах мезозойских интрузивных пород. Они хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, фиксируются на местности зонами катаклаза, дробления с зернами скольжения, гидротермально-измененных, трещанизированных и пиритизированных пород. Северо-восточные нарушения контролируются дайками, а также интрузией позднемеловых гранит-порфиров, фельзит-порфиров. Описываемые разрывы в большинстве своем менее протяженные, чем доини-меловые северо-западные разрывы. По морфологии большинство из них относится к сбросам, реже сбросо-сдвигам (реки Оюнон, Джатарма) с крутопадающей ($50-70^\circ$), иногда с пологопадающей ($10-30^\circ$) плоскостью смещения. Амплитуда вертикальных перемещений по ним не превышает, по-видимому, нескольких сотен метров. Амплитуда горизонтальных перемещений по сбросо-сдвигам достигает 1,5-м (р. Джатарма). Крупные разломы осложнены мелкими сбросами, взбросами, сдвигами и надыгами с небольшими амплитудами перемещения.

Глибовые перемещения по разломам продолжались и в более позднее время. В частности, в неогене возобновились перемещения по Таксандинской зоне древнего заложения, обусловившие потуржение ижнх блоков и формирование северо-восточной окраины Верхнезейской депрессии.

Рыхлые неоген-четвертичные отложения образуют полосу впадины в бассейне рек Бол. и Мал. Ванги, ось которой проходит на широте устья р. Онони. К западу происходит постепенное погружение кристаллического фундамента, о чем свидетельствует увеличение в этом направлении мощности рыхлых отложений и расширение площади их распространения. Образование пологих впадин обусловлено, по-видимому, неравномерными движениями блоков кристаллического фундамента.

Активные движения по разломам продолжались и в четвертичное время. С ними связано излияние базальтов в верховьях рек Тока и Оюнона (Красный и др., 1960) и образование основных форм современного рельефа.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа характеризуется неоднородным геоморфологическим строением. Смена геоморфологических ландшафтов обусловлена главным образом тектоническими факторами при подчиненном значении факторов экзогенных.

В пределах района выделяются: 1) высокогорный резко расчлененный ледниково-эрозийный альпийский рельеф области Ин-Ленских поднятий; 2) денудационно-эрозийный среднегорный резко расчлененный крутосклонный рельеф области умеренных поднятий; 3) денудационно-эрозийный среднегорный умеренно и слабо расчлененный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий; 4) денудационно-эрозийный низкотеррасный слабо расчлененный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий и 5) эрозийно-денудационный холмисто-увалистый пологосклонный рельеф с остатками древней аккумулятивной равнины области замедленных поднятий.

Высокогорный резко расчлененный ледниково-эрозийный альпийский рельеф области Ин-Ленских поднятий рельеф области Ин-Ленских поднятий представлен горным узлом в верховьях рек Джатагма, Унина и Бирамжи. Высокогорье отделяется от среднегорья молодыми тектоническими нарушениями и резко выраженный уступом. Для высокогорья характерны ледниковые цирки, тротовые долины, требиевидные скалистые водоразделы и островерхие вершины. У-образные долины, крутые осыпи и курумы. Абсолютные отметки водоразделов достигают 1954 м. Энергия рельефа составляет 800-900 м. Источники почти всех ручьев этой области располагаются в карах с крутыми, почти отвесными стенками. Троти долины рек хорошо сохранились и находятся в стадии эрозийного углубления. Нижняя граница цирков проходит на абсолютной высоте 1400 м. Глубина современного вреза ручьев в морены равна 5-7 м. Основная скульптура расчленяемого рельефа была создана в период горно-долинного оледенения, то есть в позднечетвертичное время.

Денудационно-эрозийный среднегорный резко расчлененный крутосклонный рельеф области умеренных поднятий развит в верховьях рек Джатагма, Унина, в междуречьях Бол. Джарскаина и Эмзати, Макдаски

и Унина, Итмиди и Бол. Иракана. Границы это с другими типами рельефа резкие, выражены уступами, часто совпадающими с молодыми разломами. Абсолютные отметки водоразделов описываемого среднегорья равны 1400-1500 м, иногда достигают 1550 м. Энергия рельефа 600-800 м. Для крутосклонного среднегорного рельефа характерны требиевидные водоразделы с островерхими вершинами. Это тольды, лишённые растительности или покрытые редким кедровым стлаником. Крутые (20-30°) склоны нередко покрыты незакрепленными крупноглыбовыми и щебенчатыми осыпями. Ручьи, расчленившие этот рельеф, имеют глубоко врезающие, нередко асимметричные U-образные долины. Днища которых почти полностью заняты их руслами. Продольный профиль долины не выработан, вследствие чего ручьи образуют участки выходов коренного ложа, перекатами.

Описываемый рельеф был создан, по-видимому, в основном в результате эрозии в связи с новейшими поднятиями, когда в более высоких частях района было оледенение. Об этом свидетельствуют сохранившиеся обрывки средне-верхнечетвертичных террас.

Денудационно-эрозийный среднегорный умеренно и слабо расчлененный пологосклонный рельеф области замедленных поднятий развит на правобережье р. Бол. Иракана, в междуречьях Бол. Иракана и Зеи, Унина и Купури, в бассейнах рек Итмиди, Бол. Джарскаина, Макдаски, в среднем течении р. Джатагмы и на крайнем юго-востоке площади. На дне над низкотеррасой возвышаются среднегорные массивы горы Таксакандя и водораздельные возвышенности в междуречьях Якодзита, Онони и Нельтака. Переход этого рельефа в низкотеррасу достаточно резкий, иногда границы проходят по тектоническим уступам. Абсолютные отметки в пределах данного рельефа колеблются от 800 до 1200 м, реже достигают 1343 м. Энергия рельефа 320-450 м. Для среднегорья характерны широкие (200-300 м), слабо выпуклые водоразделы, на которых иногда встречаются денудационные останцы. Склоны водоразделов крутые (18-20°), реже 30°, имеют слабо выпуклую, иногда прямую форму поперечных профилей. Склоны вершин водоразделов залесены и покрыты эливиально-десививальным чехлом или крупноглыбовыми развалами. Редко встречаются небольшие по площади осыпи. Долины крупных рек, расчленившие среднегорье, хорошо разработаны, имеют эливиально-десививальную форму. По крупным рекам развит комлексы аккумулятивных пойменных террас высотой 5-10, 20-40, 80-120 м.

Боковые притоки крупных рек имеют U-образный поперечный профиль в верхнем течении и U-образный - в нижнем, где значительно развиты пойменные отложения. Нередко они имеют висячие долины.

Формирование пологоосклонного среднегорья происходило в условиях значительной денудации склонов водоразделов, плоскостного сдвига, активной глыбинной и боковой эрозии водотоков при незначительном развитии аккумуляции. Возраст пологоосклонного среднегорья на территории листа предположительно определяется как досреднечетвертичный.

Денудационно-эрозивный процесс в котловинах слабо выражен и состоит из незначительных рельефических элементов в виде низких пологих склонов, занимающих бассейны среднего течения рек Бол.Иракана, Онони, Якодокита, Зеи, в промежутке между устьями рек Купури и Бол.Джаронкина, прустевшую часть р.Унина и бассейны рек Купури, Кинляджана, Бирянкана.

Абсолютные отметки низкогогорья колеблются в пределах 500-800 м. Энергия рельефа 160-300 м. Переход его в холмисто-увалистый рельеф постепенный. Рельеф низкогогорья характеризуется широкими (до 2-3 км) пологими (5-15°) водоразделами, плавным без резких перегибов переходящими в склоны речных долин. Последние покрыты эдмвильно-ледвильными образованиями. На выходящих водоразделах нередко наблюдаются останцовые сопки высотой 10-20 м. В пределах низкогогорья широко проявлены процессы солифлукции. Низкогогорье расчленено широкими (0,5-2 км) хорошо разоблаженными корыто- и яшикообразными долинами рек Бол.Иракана, Якодокита, Джатармы, Зеи и Купури. Последние две реки имеют многосистемные врезанные меандры. На антецедентных участках долины рек Зеи и Купури сужены, изобилуют перекатами и порогами. Наблюдаются скальные обрывы высотой до 100-120 м, незакрепленные осыпи. Долины боковых притоков главных рек в верхнем и среднем течении пологоосклонные, часто заболоченные. Днища крупных долин большей частью заняты высокой поймой, и, в меньшей мере, первой (высота 5-10 м), второй (20-40 м), третьей (100-120 м) аккумулятивными, пологими, скученными террасами.

Зрелые формы этого типа рельефа, а также сохранность хорошо выраженных комплексов террас высоких уровней с аллювием ниже-среднечетвертичного возраста позволяют предполагать его досреднечетвертичный возраст.

Эрозивно-денудационный холмисто-увалистый пологосклонный рельеф состоит из остатков древней аккумулятивной равнины, равнины обломков, равнины, сложенной юго-восточную часть

района и представляет собой плоскую, слегка возвышенную равнину, над поверхностью которой возвышаются одиночные (гора Умачу, Бол.Ванта и др.) или групповые (левобережье р.Кинляджана) куполообразные сопки - останцы древнего рельефа. Эта равнина расчленена крупными реками (Зея, Якодокит, Бол. и Мал.Ванта) и их боковыми притоками на отдельные холмы и увалы, вытянутые в субмеридиональном направлении. Абсолютные отметки поверхности слабо наклоненной к юго-западу равнины равны 450-600 м. Энергия рельефа 80-140 м. Упомянутые водораздельные пространства представляют собой почти ровные закаренные площади, постепенно переходящие в широкие долины рек. На водоразделах наблюдается кора выветривания мощностью 2-3 м, а в междуречьях Мал. и Бол.Ванта и Якодокита от разрыва сохранились остатки древней аккумулятивной равнины, сложенной рыхлыми отложениями пилоничных и мелкощебнистых пород. Это совершенно плоские маршевые площади с буграми волочения высотой до 0,7 м, пологими низкими почвами с диаметром микротолыки до 2 м, иногда здесь наблюдаются цепочки мелких озер.

Из крупных рек, расчленяющих холмисто-увалистый рельеф, Зея и Якодокит (в прустевой части) перебивают в настоящее время период оживления глубинной эрозии, в связи с чем они имеют довольно узкие (80-100 м), глубоко врезанные долины. Не исключены еще новейшие циклы эрозии системы рек Ванта, Якодокита (выше устья р.Онони) и Зеи отличаются широкими пологоосклонными долинами, отсутствием хорошо выраженных террас и медленным течением. Рукава их имеют вид желобов и канав, часто заросших кустарником. Косы отсутствуют. По рекам Зея и Якодокит наблюдаются аккумулятивные и пологие террасы (5-10 м), вторые (20-40 м) и третьи (80-120 м) надпойменные террасы.

Холмисто-увалистая равнина представляет собой мало измененный в четвертичном периоде древний приподнятый пещелен, основные черты которого сформированы до накопления отложений сокханской свиты, т.е. в доплиоценовое время. Сохранившиеся на поверхности равнины сопки-останцы являются элементами более древнего рельефа, существовавшего на месте равнины до ее обра-

зования, вероятно, в палеогеновый период.

На всей территории листа в долинах основных рек наблюдается низкая и высокая поймы. Лишены пойм лишь самые верхние отрезки горных рек, где преобладает глубинная эрозия, а аккумуляция отсутствует. В разрабатываемых долинах рек Бол.Иракана, Зеи, Купури, Джатармы, Якодокита высота эрозионного уступа низкой поймы 1-1,5 м, высотой до 3-5 м. Ширина их 300-1000 м, редко достигает 2,2,5 км (р.Зея). Поверхность пойм выровнена, нередко заболочена. На пойме широко развиты приусловные валы, старичные понижения, протоки.

Надпойменные террасы сохранились в виде незначительных по площади реликтов. I надпойменная терраса (аккумулятивная) наиболее широко представлена в долинах р.Зеи, Якодокита, Бол.Иракана и их притоков, спорадически встречается по р.Купури. Высота ее равна 5-10 м, ширина - несколько десятков метров, на отдельных участках до 2 км. Поверхность террас бугристая, слабо наклонена в сторону русла, нередко связана с поймой плавными переходами или отделена от нее уступом высотой 1-3 м.

II надпойменная терраса (эрозионно-аккумулятивная) высотой 20-40 м наблюдается в долинах рек Зеи, Якодокита, Купури. Она встречается в виде изолированных "обрывков" шириной 200-2000 м и протяженностью до 3 км. Поверхность террас выровненная, слабо наклонена к руслу и заболочена.

III надпойменная терраса (эрозионно-аккумулятивная и эрозионная) распространена в виде реликтов (размером 0,5-2 км², в отдельных местах до 25 км²) в долинах рек Зеи и Купури. Высота террас 80-120 м. Поверхность ее выровненная, заболочена и слабо наклонена к руслу. Нередко она покрыта буграми волочивания размером 0,5 x 1,8 м, иногда встречаются болотистые озера термокарстового происхождения размером до 50 x 70 м. В склонах водораздела терраса переходит либо плавно, либо через резкий перегиб в рельефе (р.Купури). В междуречье Зеи и Джатармы терраса занимает водораздельные пространства. В большинстве случаев на поверхности террасы сохранились аллювиальные песчанопылевчатые и глинисто-песчаные отложения.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Исходя из материалов позволяют восстановить историю развития рельефа, начиная с конца миоценового времени. К этому времени, по-видимому, значительная часть территории представля-

ла собой пенеппенизированную страну, на волнистой поверхности которой выделялись денудационные солки-останцы, сложенные наиболее устойчивыми к выветриванию породами. Реликты пенеппены наблюдались в юго-западной части района, где они окружены эрозией из-под рыхлых отложений плиоцен-нижнечетвертичного возраста. В конце миоцена и начале плиоцена южная часть территории испытывала опускание, а северная часть - поднятие (по Таксакандинскому разлому). В опущенной части, представлявшей северо-восточную окраину Верхневейской депрессии, накапливались рыхлые отложения. В северной поднятой части района началось формирование торное обрамление Верхневейской депрессии.

В раннечетвертичное время район испытывал поднятие. В это же время происходило глубокое выветривание рыхлых отложений и кристаллических пород (наолинизация). Неоднократные и неравномерные поднятия местности, чередовавшиеся с периодами стабилизации, продолжались и в более поздние времена. Благодаря этому, вдоль крупных рек развивались надпойменные террасы высотой 5-10, 20-40 и 80-120 м. Высота террас в различных местах неодинакова, что обусловлено неравномерными блоковыми движениями. Интенсивное поднятие отдельных блоков в позднечетвертичное время привело к выводу за снеговую линию северо-восточной части площади, подвергнувшейся оледенению. Последнее носит каровый и горно-долинный характер. К этому времени относятся формирования гляциосети в современном ее виде. В современную эпоху, ознаменованную общим потеплением климата, закончилось оледенение. Район по-прежнему испытывает поднятие, о чем свидетельствует наличие антецедентных участков долин рек, вписанных долин и мелких ручьев, преобладание глубоинной эрозии над соковой в долинах рек.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа М-52-ХІ, главным образом работами последних лет, установлены проявления магнетитовых руд, меди, оцинца, цинка, мышьяка, золота, молибдена, редких земель, слюды и графита, шиховые ореолы рассеяния золота, молибдена, меди, ферусонита, монацита, спектрометаллогемитрические и солевые ореолы рассеяния меди, свинца, никеля, золота и молибдена. Практически не ограничены запасы каменных строительных материалов.

Характеризуя степень опоксованности площади листа М-52-ХІ в целом, следует отметить, что на всей его площади было проведено шиховое и электроопробование вальмов гидросети. На отдельных рудопроизведениях и ореолах рассеяния полезных ископаемых производились поисковые работы в масштабе, близком к 1:50 000 и 1:25 000, сопровождавшиеся детальным спектротомографическим опробованием делянки, отбором штуфных и бороздовых проб, проходкой горных выработок для вскрытия рудных тел и зон. В междуречье Джатагари и Уина проведены специализированные поиски масштаба 1:25 000 на мусковит и геологоразведочные работы масштаба 1:50 000.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ч е р н ы е м е т а л л ы

Магнетитовые руды

Магнетитовые руды представлены выкряпленными и выкряплен-но-подосаженными магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми и магнетит-амфиболовыми кварцитами. Они образуют согласные прослои и линзы в породах чимчанской (72, 73, 77, 90, 92, 93, 96, 101, 106, 110, 111, 117, 118, 119, 125, 129) и урымской свиты (46, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 87, 88, 89, 91). Преобладающая мощность рудных прослоев и линз — 0,1-1 м, но в отдельных проявлениях (87, 125) она достигает 2-3 м; протяженность их в большинстве проявлений 100-1000 м, в ряде проявлений (72, 73, 110, 111, 117, 118, 119) достигает 2-3 км. Содержание железа в рудах составляет преимущественно 18-40%, а в проявлениях 83, 84, 85, 111 достигает 50%. Прослои и линзы железистых кварцитов на аэрогагитной карте фиксируются четкими положительными значениями ΔT интенсивности до 2800 гамм.

В качестве наиболее типичного примера приводится описание рудопроизведения на левобережье р. Кулугри, вблизи устья р. Анисола (125). Здесь среди биотитовых гнейсов и амфиболитов чимчанской свиты залегает пласт линзовидно-полосчатых магнетитовых кварцитов мощностью 2,2 м. Контакты его с вмещающими породами четкие, согласные. По простиранию пласт прослежен на 40 м. Содержание магнетита в кварцитах составляет 40-60%.

Стратиграфическая прурочность железистых кварцитов,

выявленную сложными или пластов и линз согласно общему простиранию гнейсовых толщ, переслаивание их в разрезе с породами чимчанской и урымской свит свидетельствуют о первично-осадочной природе железистых кварцитов.

Выявленные рудопроизведения магнетитовых руд практического значения не имеют ввиду незначительных размеров. Перспективность территории на железные руды в целом оценивается отрицательно из-за небольшой мощности и протяженности горизонтов железистых пород, низкого содержания магнетита в рудах, незначительной площади развития пород урымской и чимчанской свит, отсутствия на площади развития названных свит значительных магнитных аномалий. Вместе с тем не исключена возможность обнаружения небольших месторождений, но ввиду труднодоступности района использование их промышленностью будет затруднено.

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Медь

Проявления меди известны в среднем течении р. Джатагари, на правобережье р. Бол. Иракана в пиритизированных гнейсах и амфиболитах чимчанской свиты (48, 71), на левобережье р. Кулугри в кварц-сульфидной жиле мощностью 0,15 м (124), по руч. Уркачи в глыбах пироксен-эпидотовых скарнов (30) и на правобережье р. Кулугри в глыбах эпидотизированных биотит-роговообманковых гнейсов урымской свиты (70). Содержание меди в перечисленных рудопроизведениях, по данным спектрального анализа штуфных проб, колеблется от 0,2 до 1%.

В бассейне р. Кулугриядна зафиксирован спектротомографический ореол рассеяния меди (69), приуроченный к гидротермально-измененным породам урымской свиты. В пределах ореола рассеяния установлены частые обломки кварца и эпидотизированных пород с налетами малахита и азурита. Содержание меди в спектральных пробах 0,01-0,1%.

Солонье ореолы рассеяния меди установлены в бассейнах правых притоков р. Джатагари (54), по левому притоку р. Зятаты (13), в нижнем течении р. Чокорто (55), на левобережье р. Зей (103).

Ореолы рассеяния приурочены к участкам трейасизации (103), к зонам пиритизации (55), расщепления и окварива-

нин (13, 54) в нижепротерозойских гнейсах, сланцах, раннепротерозойских и раннемеловых гранитоидов. Все они тяготеют к экзо- и эндоконтактам массивов раннемеловых (?) гранодиоритов. Содержание меди в донных пробах варьирует от 0,006 до 0,03%.

Свинец

На территории листа установлено 3 мелких проявления свинца и 9 его солевых ореолов рассеяния. Большинство рудопроизводитель тяготеет к эндо- и экзоконтактам массивов мезозойских интрузий. Рудопроизведения свинца приурочены к зонам окварцевания и хлоритизации (мощность до 6 м) в раннемеловых (?) гранодиоритах на р. Акиздыке (38), к окварцованным и сохранным раннемеловым (?) гранодиоритам на контакте с дайкой гранит-порфиров по левому притоку р. Макдаки (58) и к пегматовой жиле руч. Чокорто (52). Оруденение представлено рассеянной вкрапленностью таленгита. Содержание свинца в рудопроизведениях, по данным спектрального анализа штуфных проб, колеблется от 0,01 до 0,06%; иногда (38) присутствуют также цинк (до 0,06%).

Описанные проявления свинца не имеют практического значения.

Солевые ореолы рассеяния свинца расположены в верховьях рек Бол. Мракана (2), Эмбаты (11), Уркачи (29), Чокорто (51), в бассейне левых притоков рек Макдаки и Мугундакану (59), по ручьям Сивакану (94), Нельтаку (102), Джатдачи (109) и в среднем течении р. Купури (121). Ореолы рассеяния связаны с раннепротерозойскими (94, 102, 109), раннемеловыми (2, 11, 29, 51) и позднемеловыми (59) гранитоидами. В их пределах установлены многочисленные разломы различных направлений, зоны интенсивного расщепления и катаклаза, частые обломки гидротермально-измененных пород и несколько рудопроизведений свинца (52, 58). Содержание свинца в донных пробах 0,003-0,03%.

Кроме того, по притокам рек Унина (ниже руч. Артыка), Зеи (выше руч. Бол. Амгуса) в шликах встречаются единичные знаки таленгита.

Цинк

Проявление цинка в среднем течении р. Джаргын (50) представлено солиженными кварц-сульфидными жилами мощностью 0,1-

0,35 м в раннемеловых (?) гранодиоритах, содержащими тнездовую вкрапленность сфалерита и молибденита. Спектральным анализом штуфных проб установлено наличие в них 0,06% цинка, 0,03% свинца и 0,001% молибдена. Проявление не представляет практического интереса.

Никель

В среднем течении руч. Курултыдка выявлен спектротеллометрический ореол рассеяния никеля (44), приуроченный к выходам мелких (внемащтабных) тел серпентинизированных пироксенитов раннепротерозойского возраста. Спектральный анализ штуфной пробы пироксенитов показал присутствие в них до 0,1% никеля. Содержание никеля в металлотрических пробах 0,02-0,1%. Возможным источником никеля является изоморфная примесь его в силикатных минералах.

Мышьяк

На правобережье р. Итмиди, среди биотитовых гнейсов чимчанской свиты встречены обломки мусковит-кварц-полевошпатовых пород с вкрапленностью арсенопирита (1), содержащие до 1% мышьяка (спектральный анализ).

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

С середины прошлого века, со времени установления Н. П. Аносовым (1858ф) золотоносности рыхлых отложений рек Купури и Кинлянджака, описываемая территория считается перспективной на золото. В районе до настоящего времени занимались лишь поисками россыпных месторождений золота. Известно лишь одно коренное проявление золота на левобережье Купури (123). Здесь, в пиритизированных интродоритах мелового возраста, гнейсах и кварцитах 9.3. Анертом (1919) установлено золото в количестве 4-12 долей на 100 пудов. Пробирный анализ повторно отобраных нами штуфных проб из этих же пород показал лишь следы золота. Отрицательные результаты повторного опробования связаны, по-видимому, с

неравномерным содержанием металла в провалах, требующих для ревизии специального комплекса опробовательских работ.

Россышные месторождения золота на территории листа не известны. Однако имеется указание, что Н.П. Аносовым в долине р. Кинлянджака открыта богатая россыпь с высоким (каким, точно не указано) содержанием золота (Обручев, 1934). Об этом открытии сложены легенды, такие, как "Аносовый сундук", "Аносовский клад". В связи с этим район посещался старателями и поисковыми партиями золотопромышленных компаний. Нами встречены линии разведочных работ 1889 г. Но материалы по этим работам не сохранились. А. Савинин (1937ф), проверив сведения о золотоносности буровыми работами и шурфами, пришел к выводу о слабой золотоносности впадины р. Кинлянджака. Им лишь в двух разрозненных скважинах из пяти, а также в 10 шурфах зафиксировано золото в количестве 350 мг/м³ песков.

При картировании листа в масштабе 1:200 000 выявлены четыре ореола рассеяния золота - три шлиховых (99, 104, 107) и один (75) спектрометаллометрический.

Ореол рассеяния, расположенный в бассейне р. Мал. Ванги (99), приурочен к полю развития золотоносных рыхлых отложений нижне-соктаханской подсистемы, которые в настоящее время сохранились от размыва лишь на водоразделах. В русловых отложениях р. Мал. Ванги повсеместно присутствуют единичные (1-5) зерна золота. Долина р. Мал. Ванги широкая (до 1 км), со значительной площадью рыхлых пойменных отложений. При размыве золотоносных отложений нижне-соктаханской подсистемы в такой благоприятной геоморфологической и геологической обстановке вполне могли образоваться промывленные россыпи, для поисков которых рекомендуется этот участок долины реки.

Шлиховой ореол рассеяния золота в среднем течении руч. Дошка (104) пространственно приурочен к полю развития ранне-меловых (?) гранодиоритов, прорванных жилами пиритизированных поздне-меловых гранитов. Золото присутствует в русловых отложениях в виде слабо окатанных крупнообразных единичных (1-2) зерен размером 0,1-0,4 мм. Коренным источником золота, скорее всего, являются пиритизированные граниты, пробирным анализом в которых обнаружены следы золота.

Шлиховой ореол рассеяния среднего течения р. Карчеджа (107) расположен несколько ниже Такакаданской ослабленной зоны, вдоль которой метаморфические и интрузивные образования интенсивно расщеплены и катаклазированы. Золото в русловых

отложениях содержится в знаках. В одном из пяти шурфов, пройденных в пределах ореола рассеяния, золото содержится в количестве 418 мг/м³ песков (Толстых, 1940ф). Для р. Карчеджа в пределах ореола характерна разрабатанная долина с шириной (до 400 м) поймой. Источником золота является, по-видимому, гидротермально-поисковые проявления в расщепленных и катаклазированных породах. Благоприятные геоморфологические и геологические предпосылки позволяли рекомендовать этот участок долины для поисков пойменных россыпей.

В впадине рек Купури, Дзатариц, Унина, Якодокита, Онони, Бол. Иракана и некоторых их притоков, а также в плиоцен-нижне-четвертичных, средне-четвертичных отложениях встречается единичные знаки золота. Золото в шлихах желтого цвета, пластинки окатаны, размер их 0,01-0,5 мм, редко до 0,7 x 1 мм.

Спектрометаллометрический ореол рассеяния золота на правом берегу р. Зей (75) приурочен к полю развития ранне-меловых (?) кварцевых диоритов, прорванных мелкими телами поздне-меловых гранитов и гранит-порфиров и дайками гранит-порфиров, диоритов, габбро-диоритов. Содержание золота в спектропробах 0,03-0,04%. Возможная источником золота могут быть пиритизированные породы, развитие на контакте поздне-меловых гранитов и гранит-порфиров и даек с вмещающими породами.

Р е д к и е м е т а л л ы

Вольфрам

Шлиховым опробованием гидросети оконтурен ореол рассеяния шедита на площади 20 км² в среднем течении р. Мал. Дарыскина (15). Он приурочен к тектоническому контакту ранне-меловых (?) гранодиоритов и мраморов чимчанской свиты, где широко развиты катаклазированные и гидротермально-измененные породы. Содержание шедита в шлихах варьирует от 10 до 50 зерен на 0,01 м³ породы. Источником шедита является, вероятно, контактово-гидротермальные проявления в мраморах.

Единичные знаки (до 25 зерен) шедита присутствуют в разрозненных шлихах почти на всей территории листа. Наибольшее количество шлихов с шедитом установлено в полях распространения ранне-меловых гранитоидов, в которых шедит присутствует, по-видимому, в качестве акцессорного минерала.

Молибден

На территории листа известно 25 рудопроявлений, 2 широко- и 10 спектрометаллогетрических ореолов рассеяния молибдена. Большинство рудопроявлений расположено в экзо- и эндоконтактах массивов мезозойских интрузий. Вкрапленность молибдена в кварцевых жилах зафиксирована среди позднемоловых гранитов на р. Бол. Иракана (37, 40), в междуречьях Бол. Иракана и Аквидана (39, 41, 42), Макдаски и Унина (60), среди раннемоловых (?) гранодиоритов в верховьях рек Джатармы (26, 27), Ингли (86), вблизи устья р.ч. Амуса (78), в раннемоловых гранитах на р. Бол. Иракана (68). Несколько кварцевых жил с молибденитом установлено в нижепротерозойских образованиях по ручьям Уркачи (31), 2-й Докшах (116) и по рекам Зен (79, ниже р. Джатармы), Купури (114, 126), Онони (97, 98). Мощность кварцевых жил колеблется от 0,1 до 0,6 м, реже достигает 1,25 м (126). Протяженность их не превышает 40-50 м.

Наиболее изучена молибденовая минерализация в кварцевых жилах в междуречье Бол. Иракана и Аквидана (42). Рудопроявление представлено жилами северо-восточного простирания среди позднемоловых лейкократовых гранитов. Азимут падения жил 320-325° под углом 40-45°. Мощность жил 0,2-1,0 м. По простиранию две жилы прослежены на 40 и 50 м. Жилы имеют зональное строение: центральная их часть сложена толстовато-серым брекчированным кварцем, а залобанды - молочно-белой массивной разнородностью. Неравномерная вкрапленность чешуек молибденита приурочена к центральной части и залобандам жил. Кроме молибденита, в кварце наблюдается бедная вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, барита. Околожилные изменения во вмещающих гранитах выражены в окварцевании и трейезенизации. В трейезенах присутствуют галенит и флюорит. В борозловых пробах из кварцевой жилы содержится 0,01-0,08% молибдена (химический анализ). Спектральным анализом установлены олово (0,001-0,01%) и вольфрам (до 0,06%).

Кроме гидротермальной молибденовой минерализации в кварцевых жилах известны рудопроявления молибдена, приуроченные к окварцованным мраморам на контакте мраморов и раннемоловых гранодиоритов (9), к участкам пиритизации в раннемоловых гранодиоритах (24), в позднемоловых гранит-порфирах (28), в гнейсах чимчанской свиты (49), к окварцованным раннемоловым (?) гранодиоритам (25). В этих проявлениях молибденовая минерализация носит гнездовой характер. Содержание молибдена в штуфных пробах составляет 0,02-0,1% (спектральный анализ). Совместно с ним присутствует свинец в количестве 0,03%, цинк - 0,01-0,06%. Известные проявления молибдена не имеют практического значения.

Спектрометаллогетрические (4, 12, 16, 32, 36, 43, 47, 100, 115, 122) и широко- (14, 23) ореолы рассеяния молибдена приурочены к интрузиям раннемоловых гранитоидов (4, 12, 23, 36, 43), к эндо- и экзоконтактам этих интрузий с метаморфическими образованиями протерозоя (14, 16, 47, 100) и к зонам окварцевания, пиритизации в гнейсах и сланцах джигалинской свиты (32, 115, 122). В пределах некоторых ореолов (12, 23, 115) известны рудопроявления молибдена (24, 25, 26, 27, 28, 31, 114, 116). Содержание молибдена в донных пробах 0,0005-0,006%.

По всей территории в единичных количествах присутствует молибденит в количестве 1-15 зерен на 0,01 м³ аллювия.

Тантал и ниобий

На правобережье р. Бол. Иракана шиховым опробованием выявлен ореол рассеяния ферусонита (45) в поле развития раннемоловых лейкократовых гранитов. Содержание ферусонита в шихах колеблется от 1 до 50 зерен на 0,01 м³ аллювия. Образования ореола рассеяния связано с размытием лейкократовых гранитов, в которых ферусонит присутствует в качестве акцессорного минерала.

Редкие земли

Коренные проявления редких земель расположены в бассейне р. Ингли (3, 10), в среднем течении рек Джатармы (17, 18, 22) и Макдаски (62). Проявления 3, 10, 17, 62 приурочены к митатизированным биотит-прайфитовым и двуслюдяными гнейсам чимчанской свиты, содержащим постоянные и линзовидные жилы биотитовых платиогранитов и перматитов. Редкие земли связаны с радиоактивными цирконом (3, 10), монацитом (17), бурым метамиктным позитроподобным минералом (18). По данным спектрального анализа штуфных проб, в вышеупомянутых проявлениях содержание церия колеблется в пределах 0,2-0,5%, тантана 0,2-0,5%, ниобия 1%, тория 0,07-0,2%, фосфора более 1%.

Проявление 22 представлено жилой кварц-полевошпатовых метасоматитов мощностью 0,2-0,3 м в биотитовых платогранитах. В метасоматитах присутствуют ортит, цитрон, цонзитоподобный минерал, апатит, рутил, ильменит. Порода содержит пироксена 3%, лантана 1%, церия и тория по 0,3%, фосфора более 1%.

Шлиховые ореолы рассеяния монацита приурочены к полым развигиям раннепротерозойских двуслюдяных гранитов (74, 128) и раннемагматических лейкократовых гранитов (76). Содержание монацита в шлихах от единичных зерен до 100 г/м³ (породы). Ореолы рассеяния связаны с разрывом раннепротерозойских и раннемагматических гранитов, гнейсов, сланцев чимчанской свиты, в которых монацит присутствует в качестве акцессорного минерала. Редкие знаки монацита встречаются в разрозненных шлихах и в северной части территории.

Путь

Редкие единичные знаки киновари встречаются в шлихах по левым притокам р. Киндигджак, которые тяготеют к разлому северо-восточного простирания.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

С и л и к а т н ы е

Слюда-мусковит

Проявления мусковита на описываемой территории открыты при геологическом картировании масштаба 1:200 000 (Дяренко, 1962ф, 1963ф; Карсаков, 1964ф, 1965ф). Они группируются в две полосы, в целом совпадающие с полыми простираниями биотитовых и двуслюдяных гнейсов и сланцев чимчанской свиты в северной (6, 7, 8, 19, 20, 38, 34, 21, 56, 57, 61, 63, 64, 65, 66, 67) и южной (95, 108, 112, 120, 127) частях района. Северная полоса развития мусковитовых проявлений приурочена к осадочной тектонической зоне северо-западного простирания, контролирующей разделение массивов двуслюдяных гранитов таежкандинского комплекса. К востоку эта зона прослеживается за пределы района работ (Карсаков и др., 1966ф; Мохкин, 1962ф). В пределах северной полосы установлены два пегматитовых поля (в бассейне

р. Игемди и в междуречье Джатарми и Унина), интенсивно насыщенные слюдоносными пегматитами. В северо-западной части второго пегматитового поля в 1963-1965 гг. Г.Н.Новохатько (1964ф) и А.А.Соснин (1966ф) провели специализированные поиски масштаба 1:25 000 и частично масштаба 1:10 000. На правом берегу р.Магдаски это поле изучено Д.Г.Руденко (1966ф) при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000. Далее на восток описываемое пегматитовое поле прослеживается на правом берегу р.Кучури (Карсаков и др., 1966ф). Это пегматитовое поле приурочено к переклиниальному окончанию Тагаканской антиклинали. Выхаживаются породами для мусковитовых пегматитов являются нижепротерозойские гнейсы и сланцы чимчанской, реже джигадлинской свиты. Часть жил локализована в эндоконтактах массива двуслюдяных гранитов. По характеру залегания пегматитовые жилы секущие, реже согласные, как правило, крутопадающие. Строение их однородное или зональное. В последнем случае залобанды жил сложены пятнисто-сетретиционным, а центральная часть - блоковым пегматитом.

Иногда отмечается обратное расположение зон. Ослыденение приурочено как к залобандам, так и к центральным частям жил. Мощность слюдоносных жил колеблется от 0,3 до 20 м, протяженность от 5 до 135 м и более. Восток Г.Н.Новохатько и А.А.Соснин, в изученной ими части пегматитового поля, обнаружено до 270 пегматитовых жил.

Наиболее крупные из них на левобережье р.Джатарми (33, 34) имеют длину от 5 до 135 м, мощность 0,3-5 м. Ослыденение приурочено к крупноплощадному пегматиту в центральной части жил. Максимальные размеры мусковита 18 x 20 см, преобладают пластины размером 4 x 5 см. Содержание заобойного сырья 0,17-41,62 кг/м³.

В пяти пегматитовых жилах на правом берегу среднего течения р.Магдаски (56, 57, 61) ослыденение чаще приурочено к блоковым пегматитам в залобандах жил. Мощность жил 0,5-5 м, редко до 20 м, протяженность 5-50 м, реже 130 м. Максимальный размер мусковита 20 см², преобладающий - 10-15 см². Содержание слюды в ослыденной части 3-7%, редко до 15%. Мощность ослыденной части до 2 м.

А.А.Соснин (1966ф) пришел к выводу о бесперспективности междуречья Джатарми и Магдаски из-за низкого содержания слюды. Но этот опыт поисков был первым в районе, небольшим по объему. В связи с этим результаты этих поисков не могут быть основой для отрицательной оценки района в целом на мусковит. Так, Д.Г.Руденко (1966ф), изучая слюдоносные пегматиты восточнее

р. Макдаски, рекомендуется площадь между рекой Макдаски и Униной в качестве объекта для дальнейшего изучения.

Петматитовое поле в бассейне р. Итыды изучено слабо.

Секундные жилы петматитов мощностью 0,3-0,6 м, залегают в гранито-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсах чимчанской свиты. Осаждение приурочено к центральному и боковым частям жил. Максимальные размеры мусковита 3 x 5 x 0,7 см.

Вторая полоса развития мусковитовых проявлений, расположенная в южной части территории (реки Онони, Зея, Кушур и др.), по масштабам осаднения, мощности петматитовых жил и размерам кристаллов мусковита уступает предыдущим мусковитам на севере площади. Мусковитовые жилы в этой полосе приурочены к эндо- и экзоконтактам таксикадинского массива двуслюдяных гранитов. В локализации петматитовых жил большое значение имеют периклинальные замыкания Карчеванской и Зимовьячской антиклиналей и центриклинальное замыкание Киндинджанской сингклинали. На водоразделе р. Кушур и р. Карандаш (120) и в бассейне р. Ничана (127) известны шесть петматитовых жил мощностью 0,15-3 м. Жилы согласные и секущие, залегают в биотитовых и двуслюдяных гнейсах чимчанской свиты. Величина пластин мусковита достигает 2 x 3 x 4 см. Содержание мусковита 10%, редко до 20%.

На правобережье р. Зея (108) петматитовая жила мощностью 2,2 м залегает в двуслюдяных гранитах. Залегания жилы сложены мелкозернистыми, а центральная часть блоками петматитом. Осаждение приурочено к центральной части жилы. Максимальные размеры кристаллов мусковита 2,5 x 3 x 3 см.

Значительные масштабы петматитовых полей, кондиционные размеры кристаллов мусковита позволяют рекомендовать две полосы петматитов (в пределах неуказанных ранее частей) для постановки поисковых работ.

Слюда-флогопит

Известные в районе проявления флогопита, связанные с изменениями диопсид-флогопитовыми мраморами на водоразделе рек Джатарки и Макдаски (35) и флогопит-диопсидовыми породами (113, р. Кушур), залегающими в виде прослоев и линз мощностью до 0,6 м среди пород джигдинской (35) и чимчанской (113) свит. Кристаллы флогопита размером до 5 x 4 x 3 см образуют гнезда

(0,3-0,4 м) с содержанием до 40% слюды.

Н е с и л и к а т н ы е

Трафит

На правобережье р. Зея (5), выше устья р. Итыды, среди биотитовых, двуслюдяных гнейсов и сланцев чимчанской свиты встречаются пачки биотит-трафитовых гнейсов мощностью 25-50 м с содержанием мелкозернистого трафита в среднем 10-15%. Аналогичные трафитистые гнейсы с меньшим (3-5%) содержанием трафита широко распространены в бассейнах рек Итыды, Джатарки среди пород чимчанской свиты.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специальное изучение строительных материалов в районе не проводилось. В качестве бутового камня в строительном и дорожном деле могут быть использованы различные гранитоиды, эффузивные и метаморфические породы.

К облицовочному материалу могут быть, по-видимому, отнесены раннемеловые (?) гранодиориты и раннепротерозойские двуслюдяные граниты, из которых возможно получение моноблоков размером до 1,5 x 3,0 м.

Для дорожного строительства и в качестве инертного материала в бетоне могут использоваться галечники и пески аллювия русел, пойм и I надпойменной террасы, развитые в долинах большинства более или менее крупных рек района, исключая узкий широтный участок долины р. Кушур.

Возможность использования карбонатных пород в строительном деле и для получения известки не ясны из-за их трещиноватости и минерализованности. Для определения качества карбонатных пород и пригодности их для тех или иных строительных целей необходимо проведение специальных работ.

Запасы строительных материалов практически не ограничены. Ввиду неосвоенности и труднодоступности района, в настоящее время они не имеют практического значения.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Все известные в районе полезные ископаемые сформировались в течение трех металлогенических эпох: протерозойской, мезозойской и кайнозойской, соответствующих по времени трем крупным этапам геологического развития района.

С протерозойской металлогенической эпохой связано формирование провинций железа, золота, редких земель, мусковита, флюопита и графита. Мезозойской эпохе присущи рудопроявления молибдена, свинца, цинка, мышьяка, золота, меди. В кайнозойскую металлогеническую эпоху происходило разрушение коренных рудопроявлений вышеуказанных полезных ископаемых и образование россыпей золота, монацита и, возможно, фергусонита.

Территория листа перспективна на россыпное и рудное золото, о чем свидетельствуют следующие благоприятные геологические и геоморфологические предпосылки:

а) наличие зон диафтореза, сопровождающих крупные древние разломы (Таксакантинский, Унин-Купуринский). За пределами площади в пиритизированных диафторитах и диафторированных породах известен ряд проявлений коренного золота (Камин, 1968; Гудковский, 1962). Д.С. Коржинский (1939) золотосодержащая Становая провинция вообще связывает с диафторитами. Исследования В.Н. Мошкина (1962) и наши работы показали, что особенно благоприятны для локализации золоторудных узлов места пересечения древними зонами разломов пород основного состава. Диафториты, таким образом, могут служить одним из источников формирования россыпей;

б) широкое распространение кварц-сульфидных жил и широких зон пиритизации (чаще связанных с гидротермальной фазой мезозойских интрузий) перспективны для выявления месторождений золота типа месторождения Кошечанский утес, расположенного на соседней площади (лист М-52-ХП);

в) наличие протяженных дайковых полей мелового возраста. С пиритизированными дайковыми породами среднего и кислого состава как на площади листа, так и за ее пределами (Карсаков и др., 1966б; Сущков, 1947б и др.), связаны проявления золота. Эти проявления могут быть одним из источников формирования россыпей золота;

г) большая часть района является областью слабых поднятий, т.е. областью довольно древнего рельефа с плохо проявлен-

ной молодой эрозией. Сохранились аллювиальные отложения ранне-среднечетвертичного возраста, с которыми могут быть связаны россыпи золота. Золотосодержащие эти отложения установлены при проведении геологической съемки и поисков масштаба 1:200 000; д) широкие лещинообразные и U-образные долины крупных рек с большой площадью распространения аллювия, что способствует сохранению россыпей.

Более конкретно для постановки поисковых работ на россыпное золото выделяются следующие участки, с геоморфологических позиций благоприятные для сохранности и формирования возможных россыпей.

В качестве первоочередных для поисков пойменных современных россыпей представляются интерес долины рек Мал.Ванги, Карчевая, Докшака с выделенными шиховыми ореолами рассеяния золота и с благоприятной геологической и геоморфологической (разработанные долины с широким развитием аллювия) обстановкой.

Во вторую очередь рекомендуются поиски россыпей золота в долинах рек Зей, Джатгары, Яколовита. Они (ниже пересечения ими древних Унин-Купуринской и Таксакантинской зон разломов), аллювий которых несет знаковую золотосодержащую. Знаковая золотосодержащая наблюдается и по р.Бол.Иракану, вблизи устья р.Авив-дыка. Долины названных рек разработаны и характеризуются широким развитием аллювиальных отложений. Слабое проявление молодых эрозийных процессов не способствует выносу золота в современный русловой и косовый аллювий, поэтому содержание металла в последнем не характеризует степень золотосодержащей долины в целом. В этих условиях знаковые содержания золота в русловом аллювии приобретают важное поисковое значение.

Для постановки поисково-разведочных работ на россыпное золото рекомендуются площади развития золоторудных средне-четвертичных отложений на левобережье р.Зей (ниже устья р.Купури), где возможно обнаружение древних россыпей, аналогичных известным в западной окраине Верхнезейской депрессии ("Ясная Поляна", "Пичугинская Гора" и др.).

Для поисков рудного золота рекомендуется площадь спектро-металлогенического ореола золота в бассейне р.Бол.Амгуса (75). Здесь можно ожидать месторождение золота эпitherмального типа.

Наличие проявлений мусковита, обширных по площади слюдяносных пегматитовых полей позволяют положительно оценивать перспективы района на мусковит. По аналогии со слюдяносными провинциями Колымского полуострова и Мамского района геологиче-

ская обстановка в рассматриваемом районе весьма благоприятна для обнаружения промышленных месторождений слюды. К наиболее важным геологическим факторам, влияющим на размещение и формирование слюдоносных петматов на территории листа, относятся (Велигославинский, Казанов, Соколов, 1963; Щуркин, Торлов и др., 1962): 1) наличие высокоглиноземистых метаморфических пород (литологический фактор); 2) принадлежность метаморфических пород к амфиболитовой фации, ретрессивная стадия которой, благодаря высокой концентрации летучих, способствует перекристаллизации петматов и гидролизу полевых шпатов (метаморфический фактор); 3) широкое развитие складов различных порядков, флексуорообразных изгибов шарниров мелких складов, благоприятных для кустового размещения мусковитовосных петматовых жил (тектонический фактор); 4) приуроченность значительной части слюдоносных жил к эндо- и экзоконтактам массивов двуслюдяных гранитов и тектоническим разрывам, контролирующим размещение массивов двуслюдяных гранитов (метаматеринный фактор).

Учитывая геологические факторы, благоприятные для формирования промышленных месторождений мусковита, а также многочисленные слюды-мусковита, выявленные в процессе картирования, северная и южная полосы локализации слюдоносных петматов (за исключением междуручья Джатарма и Макдаски) рекомендованы для постановки геологосъемочных работ масштаба 1:50 000. В пределах этих полос для постановки более детальных поисковых работ в качестве первоочередных рекомендуются площади междуручья Макдаски и Унина и бассейна р. Итмиди. При положительных результатах в этих районах поиски могут быть распространены на площади междуручья Карадаш — Куцури — Карченак и Ансол — Нимчан.

Проявления редких земель приурочены к выходам гнейсов и сланцев чимчанской свиты в северной половине территории листа. Перспективный тип редкоземельной минерализации в мигматизированных гнейсах и сланцах, высокие содержания редких земель позволяет считать северную полосу развития пород чимчанской свиты перспективной на редкие земли и рекомендовать ее для проведения поисково-разведочных работ.

В первую очередь обследованию подлежат проявления редких земель по р. Джатарма. При проведении поисково-разведочных работ следует выяснять также возможность накопления редкоземельных минералов в россыпях по р. Джатарма, ее притоков и р. Итмиди. Большинство проявлений и ореолов рассеяния молибдена

сконцентрировано в северо-восточной части площади и южной устья р. Акивдяка, где наблюдается наибольшая насыщенность крупными и мелкими телами ранне- и позднемоловых интрузий. Изученные проявления относятся к гидротермальным. Хотя сами по себе эти проявления не представляют практического интереса, но широкое развитие молибденоносных ранне- и позднемоловых интрузий, многочисленные ореолы рассеяния молибдена позволяют положительно оценивать перспективы района на молибден. В связи с этим рекомендуются постановка поисковых работ масштаба 1:50 000 в верховьях рек Джатарма, Эгиты и притоковой части р. Акивдяка, где шлиховым и спектротометрическим опробованием выявлены ореолы рассеяния (12, 23, 32, 43) и известны многочисленные проявления молибдена. Здесь можно ожидать обнаружения рудопроведений и месторождений кварц-молибденитовой формации.

Северо-восточная часть площади положительно оценивается на полиметаллы в связи с благоприятной геологической обстановкой, схожей с таковой полиметаллического месторождения Сфелеритовое и проявлений в бассейне р. Сивактылка, расположенных в непосредственной близости от северной границы рассматриваемой территории (листы М-52-У и М-52-У1; Сушков, 1951ф). Здесь широко распространены карбонатные породы, типическая интрузия гранитоидов, установлены спектрометаллометрические ореолы рассеяния и рудопроведения свинца и цинка, что позволяет предполагать в этом районе наличие интересных рудопроведений и месторождений полиметаллов в скелетах.

Проявления и ореолы рассеяния меди, никеля, мышьяка, ртути, тантала, ниобия, вольфрама немногочисленны. Перспективы открытия их месторождений на территории листа не ясны. Но при проведении поисково-съемочных работ на мусковит, золото, молибден, попутно следует проверить ореолы рассеяния шеелита (р. Мал. Джарыкин) и ферусонита (р. Бол. Иракан) на возможность обнаружения в их пределах шеелитовосного сканового месторождения и россыпи ферусонита.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические условия района характеризуются развитием пластово-поровых и трещинных вод, режим которых определяется, главным образом, многолетней мерзлотой. По условиям залегания подземные воды подразделяются на мерзлотные и под-

мерзлотные. Межмерзлотные воды и минеральные источники в районе не известны.

Надмерзлотные пластовые-поровые воды широко распространены в пределах дельтового слоя четвертичных аллювиальных и эдмундово-дельтовых образований и рыхлых плиоцен-нижнечетвертичных отложений нижнекайнозойской پوشвы. Мощность дельтового слоя (судя по каналам) составляет 2,5-3 м на южных склонах, на северных - 0,5-1 м, а в заболоченных долинах и на маршевых склонах водоразделов не превышает 0,5 м. Наиболее мощным (5-6 м) является дельтовый слой в аллювии крупных рек (Зей, Кушур, Бол.Иркан и др.). Водупором для надмерзлотных вод является многолетнемерзлая и плотные коренные породы. Выходы надмерзлотных вод с дебитом 0,05-0,5 л/сек из аллювиальных отложений приурочены к уступам высокой поймы и надпойменных террас. Вода прозрачная, без запаха и вкуса, с незначительной примесью органических соединений, очень мягкая (жесткость равна 0,18 мг.экв/л), по солевому составу гидрокарбонатная кальциево-магнезиевая. Выходы надмерзлотных вод из эдмундово-дельтовых образований приурочены к подошве склонов долин рек, сопки низкогогорья и среднегорья. На плоских водоразделах, пологих склонах, где сток замедлен, эти воды способствуют заболачиванию местности. Дебит источников этих вод 0,15-1 л/сек. Вода прозрачная, без запаха и вкуса, холодная (6-18°), pH = 5,2-5,8; по солевому составу гидрокарбонатная кальциево-магнезиевая. Надмерзлотные воды рыхлых отложений саянокаской свиты с дебитом до 0,05 л/сек наблюдались в верховьях мелких притоков Мал.Ванги, Якодокита, а также вскрывались каналами в междуречье Бол. и Мал.Ванги. Вода прозрачная, пресная, без запаха, температура ее не превышает 3-5°.

Родники, дренирующие трещинные надмерзлотные воды кристаллических пород, наблюдались в береговых обрывах рек Зей, Кушур, Унина, Бол.Иркана. Дебит их колеблется от 0,01 до 0,5 л/сек. Вода прозрачная, без запаха и вкуса, очень мягкая (жесткость 0,15-0,20 мг.экв/л), по солевому составу гидрокарбонатная кальциево-магнезиевая или гидрокарбонатная кальциево-магнезиево-натриевая. Режим и водообильность надмерзлотных вод зависит от степени сезонного промерзания и оттаивания грунтов, от количества выпадающих атмосферных осадков. В питании надмерзлотных вод аллювиальных отложений русел и пойм и трещинных вод, кроме того, существенное значение играет инфильтрация соответственно речных и пластово-поровых вод на глубину. В

засушливые периоды большинство источников надмерзлотных вод пересыхает, а зимой промерзает.

Выходы трещинных подмерзлотных вод встречались в боргах долин рек Зей, Джатара и Итхиди, Бол. и Мал.Джарыкина, Киндинджика, Бол.Иркана. В большинстве случаев они приурочены к руслам рек и ручьев, образуя в зимнее время наледи. Подмерзлотные воды дренируются вдоль крупных тектонических разрывов и зон катаклаза, подтверждением чего служат обширные наледи вблизи их выходов, а также круглогодичной сток рек Зей, Кушур. Дебит родников составляет 5-10 л/сек. Воды эти прозрачные, без запаха и вкуса, мягкие (жесткость 0,23 мг.экв/л, pH = 5,8), по составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые.

Район в летнее время может быть полностью обеспечен водой для бытовых и технических нужд за счет поверхностных вод. Для выяснения возможности обеспечения района водой зимой за счет подземных вод необходима постановка специальных гидрогеологических работ.

ЛИТЕРАТУРА

ОПУБЛИКОВАННАЯ

Альбов В.А., Мошкин В.Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Информ. сб. № 17, ВСЕГЕИ, 1959.

Анерт В.З. Маршрутное геологическое исследование в средней части бассейна верхнего течения р.Зей. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район, вып. XXI, 1915.

Анерт В.З. Очерк золотоносности районов России.

Библиотечка ДВГУ, 1919.

Великовский И.Д., Казанов А.Н., Соколов В.М. Малый комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лаворат. геол. докембрия АН СССР, вып. 17, 1963.

Гиммельфарб Г.Б., Велюжко Л.Б., Заборовский В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Славнов, лист N-52-VI. Объяснительная записка. 1963.

Заборовский В.А., Другов Г.М., Крив-

люва М.Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского шита и геохронологические данные. В сб. "Абсолютный возраст докембрийских пород СССР", 1965.

Илюховский М.З. К вопросу о зональности Становой зоны. Тр. ВУГТ, вып. 8. Гостеолиздат, 1962.

Дзевановский Д.К. Джугджуро-Становая складчатая область. В кн.: "Геологическое строение СССР", т. Ш. Гостеолиздат, 1958.

Дзевановский Д.К. Геология западной окраины Станового хребта. Вил. ВСЕГЕИ № 1, 1959.

Дзевановский Д.К., Судовиков Н.П. Докембрий Алданского шита и хребта Станового. Об. докладов сов. геол. к XXI сессии МГК, прот. IV. Стратиграфия и корреляция докембриа. Изд. АН СССР, 1960.

Казмин Д.Б., Федоровский В.С., Найденов Д.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:20 000, серия Становая, лист М-52-IV. Объяснительная записка. 1963.

Кач А.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая, лист М-52-1. Объяснительная записка. 1963.

Коржинский Д.С. Пересечение Станового хребта по Амурско-Якутской магистральной и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданского шита и хребта Станового. В кн.: "Стратиграфия СССР", т. I. Изд. АН СССР, 1939.

Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые западного Прикохотья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 34, 1960.

Красный Л.И. Времене и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магмативных интрузивных областей. Изв. высш. учебн. заведения, отд. геологии и разведки, № 3, 1960.

Красный Л.И., Кириков Д.А., Мошкин В.Н., Наткина М.С., Сеин И.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист М-52 (Зен). Объяснительная записка. 1960.

Лосаков Н.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая, лист М-52-Х. Объяснительная записка. 1963.

Мельников М.П. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) покойного инженера Н.Г. Мелницкого, составленное по

его отчетам, дневникам и коллекциям. "Горный журнал", № 7-8, 1853.

Наткина М.С., Болховитина Н.А. Стратиграфия мезозойских отложений Верхнезейского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.

Мошкин В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджуре. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 59, 1961.

Обручев В.А. История геологического исследования Сибири, период третий (1851-1888 гг.). Изд. АН СССР, 1934.

Рассказов В.П. Стратиграфия докембриа хр. Тукуринга. Тезисы докладов на экзед. совещ. по развед. стратигр. схем Забайкалья. Ленинград, 1961.

Сеин И.П. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхнезейской депрессии. Инф. сб. № 25, ВСЕГЕИ, 1960.

Судовиков Н.Г., Неелов А.Н. О возрасте Станового комплекса. Тр. Лабораг. геол. докембриа АН СССР, вып. 12, 1961.

Федоровский В.С., Молоствовый Э.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая, лист М-52-ХIV. Объяснительная записка. 1961.

Тернер Ф.Дж., Ферхутен Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. "Иностран. литература" 1961.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.Д. Докембрийская геохронология материков. Изд. "Недра", 1966.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Колыского полуострова. Тр. лаборат. геол. докембриа АН СССР, вып. 14, 1962.

Чемиков В.Ф. Древние оледенения Дальнего Востока СССР. Сб. матер. по четвертичн. геол. и геоморфолог. ВСЕГЕИ, № 3. Гостеолиздат, 1961.

Фондова Н.Х.

Аносов Н.П. Рапорт Амурской поисковой партии о работе в верховьях р. Май и Удм. 1858.

Х/ Работы, место хранения которых не указано, находятся в фонде Дальневосточного ГТУ (г. Хабаровск).

В о л к о в В.В., Л у к а ш е в Н.Т. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Кутури и Унина (отчет партии № 2 о работе 1950 г.). 1951.

Г у к а с я н Г.О. и др. Отчет о результатах работ аэро-поисковой партии № 31 за 1961 г. 1962.

Д м р е н к о В.А., С е р е ж н и к о в А.И., К р о т В.Е. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа М-52-ХІ. 1962.

Д м р е н к о В.А., С е р е ж н и к о в А.И., К р о т В.Е. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части листа М-52-ХІ. 1963.

З о л о т а р е в И.И., З о л о т а р е в а А.И., П о л и т и к о в М.И. Отчет о результатах полевых работ Селемджинской геофизической партии в 1959-1960 гг. 1960.

К а з а к о в Ю.Н., К а з а ч и х и н а Л.Д. Отчет о результатах аэрогеофизических работ партии № 7 с прибором АСТМ-25 в Хабаровском крае и в Якутии в 1956 г. 1957.

К а р а к о в Л.П. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа М-52-ХІ. 1964.

К а р а к о в Л.П., Р о м а н о в Б.И. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа М-52-ХІ. 1965.

К а р а к о в Л.П., Г о н ч а р о в В.Н., Р о м а н о в Б.И. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части листа М-52-ХІІ (промежуточный отчет). 1966.

Л о ш а к Н.П., К а р а к о в Л.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа М-52-Х. 1963.

М а р ч е н к о Г.Г., М о ш к и н В.Н., З а м о р у е в В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые между речья Тока-Зем. 1958.

М а т р о с о в П.С., К у д р я ц е в В.Е. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р.Зей. 1951.

М и р о н д к Е.П., Т а р а с о в а В.Г. Геологическое строение левобережья р.Олекмы (юго-западная часть листа 0-51). ВГФ, 1951.

М о ш к и н В.Н., А л ь б о в Д.А., З а м о р у е в В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые р.Удунь и бассейна верхнего течения р.Май-Половинной. 1956.

М о ш к и н В.Н., Ш п а к Н.С., З л е н к о Н.Д. Стратиграфия и интрузивные образования архей и протерозоя восточной части Станового хребта и южной части хребта Джугджур. Тома I и II, 1961.

М о ш к и н В.Н. Доклады восточной части хребта Станового и южной части хр. Джугджур (канд. дис.). 1962.

П о д о п л е л о в О.Н., В а с ь к и н А.Ф., В о л о д и ч е в О.И., Ш е р б а к А.И. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа М-52-ІХ. 1962.

П р о с к о ч и л о И.И. Отчет о результатах работ геологоразведочной партии в бассейне реки Кутури - лезового притока реки Зей в лето 1944 г. Фонды Дамбукинского приискового управления. 1945.

Р е й н л и б Э.Д. Результаты гравиметрической съемки масштаба 1:200 000 в восточной части Верхне-Зейской межгорной впадины. 1963.

Р у д е н к о Л.Г., Р у д е н к о Г.В., М а ц к и в В.В. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000 в междуречье Зей и Унина. Унинская партия, 1964-1965 гг. 1966.

С а я п и н А. Сведения о золотоносности реки Кутури - лезового притока р.Зей. Фонды Дамбукинского приискового управления, 1937.

С о с н и н А.А., Х и м а й М.И., З а р и п о в а Ф.М. Отчет о результатах поисковых работ на слонку-мусовит, проведённых в бассейне р.Джугджур - лезового притока р.Зей. Южно-Оста-новья партия, 1964-1965 гг. 1966.

С у ш к о в П.А., Р а с с к а з о в Ю.П., О с и п о в а Н.К. Отчет о геологосъемочных и поисково-разведочных работах на полиметаллы в междуречье Зей и Кутури в 1951 г. 1952.

С у ш к о в П.А., Л е в ч е н к о В.П. Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения рек Алто-мы, Тока, Оюнона (восточная часть хребта Станового) и в междуречье Зей-Кутури в 1950-1952 гг. 1952.

П о л о т н ы х В.В. Отчет о геологоразведочных и поисковых работах в Суджарском районе за 1939-1940 гг. Фонды Дамбу-кинского приискового управления, 1940.

Я л ы н ч е в Е.В., М а к а р В.И., М а к а р Л.И. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа М-52-УІІ. 1966.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления, издания	Местонахождение материала, его фондирование, место издания
1	2	3	4	5
1	Анерец В.В.	Очерк золотосодержимости районов России	1919	Техническая библиотека ДВНТУ
2	Дыренко В.А., Серезни-ков А.И., Крот В.Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части территории листа М-52-ХІ (отчет Купуринской партии за 1961 г.)	1962	Отдел фондов ДВНТУ, № 09249
3	Дыренко В.А., Серезни-ков А.И., Крот В.Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной части территории листа М-52-ХІ (отчет Купуринской партии за 1962 г.)	1963	Там же, № 09714
4	Новохацкий Г.И., Зарипова Ф.М.	Отчет о результатах поисковых работ на му-сковит в бассейне верхнего течения р. Джатагум (Южно-Ставовая партия, 1963 г.)	1964	"-" № 010585

1	2	3	4	5
5	Карсаков Л.П.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части территории листа М-52-ХІ (отчет Купуринской партии за 1963 г.)	1964	Отдел фон-дов ДВНТУ, № 010386
6	Карсаков Л.П., Романов Б.И.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части территории листа М-52-ХІ (отчет Купуринской партии за 1964 г.)	1965	Там же, № 010354
7	Руденко Л.Г., Руденко Г.В., Щакин В.В.	Отчет о результатах геологических и по-исковых работ масштаба 1:50 000 в между-речье Зеи и Унины. Унинская партия, 1964-1965 гг.	1966	Там же, № 011834
8	Соснин А.А., Химай М.И., Зарипова Ф.М.	Отчет о результатах поисковых работ на слю-ду-мусковит, проведен-ных в бассейне р. Джа-тагум - левото приго-на р. Зеи. Южно-Ста-вовая партия, 1964-1965 гг.	1966	Там же, № 011801

Приложение 2

СПИСОК
РЕПРОДУЦИРОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс кисти на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное)	№ использования по списку
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
С и л и к а т н ы е					
Слюда-флюопит					
35	I-4	Бодораздел Джугария - Мардаоски	Не эксплуа- тируется	К	3
113	IV-3	р.Кутурри	То же	К	5

Приложение 3

СПИСОК
ПРОВЕРЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-52-XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:20 000

№ по кар-те	Индекс кисти на карте	Название (мес-тонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использования по списку (при-л. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
ч е р н ы е м е т а л л ы				
Магнетитовые руды				
46	II-1	Руч.Куритиджик	Обломки кварцитов	5
72	III-1	р.Бол.Иракан	Глыбы кварцитов	5
73	III-1	"	"	5
77	III-2	р.Яколонит	Обломки кварцитов	3
80	III-3	р.Зен	Линза (4 x 6 м) магнетитовых квар- цитов	3
81	III-3	"	Обломки кварцитов	3
82	III-3	руч.Бол.Локшак	Глыбы кварцитов	3
83	III-3	Междуречье Зен и Бол.Локшак	Обломки кварцитов	3
84	III-3	р.Иналги	Простой кварцитов	3
85	III-4	"	Глыбы кварцитов	3
87	III-4	"	Линза кварцитов	3
88	III-4	Руч.Карандаш	Обломки кварцитов	3

1	2	3	4	5
89	Ш-4	Р.Иналли	Обломки кварцитов	3
90	Ш-4	Руч.Карандаш	Глыбы кварцитов	6
91	Ш-4	Руч.Марпачан	"	6
92	Ш-4	Междуречье Кучу-ри-Марпачан	Обломки кварцитов	6
93	Ш-4	Руч.Марпачан	"	6
96	IV-1	Р.Бол.Ванга	"	5
101	IV-1-	Р.Мал.Ванга	Обломки кварцитов, 40-45%	5
106	IV-3	Р.Зен	Обломки кварцитов	5
110	IV-3	Р.Кучури	Простой кварцитов, магнетита 15-40%	6
111	IV-3	"	Глыбы кварцитов	
117	IV-4	Водораздел ручьев Карандаш и Марпачан	Обломки кварцитов	6
118	IV-4	Руч.Карандаш	"	6
119	IV-4	Водораздел ручьев Карандаш и Карчеджа	"	6
125	IV-4	Р.Кучури	Простой кварцитов	6
129	IV-4	Р.Киндигдаж	Обломки кварцитов	6
		Ц в е т н ы е м е т а л л ы		
		М е дь		
13	I-3	Р.Этмат	Спектрометаллометрический ореол	3

1	2	3	4	5
30	I-4	Р.Урвачи	Слабо окатанная галька с яркой окраской пирита и магнетита	3
48	II-3	Р.Джагарма	Зона пиритизации в гнейсах	3
54	II-3	Р.Джагарма	Спектрометаллометрический ореол	3
55	II-4	Руч.Чокорто	То же	3
69	III-1	Руч.Курулгидж	"	5
70	III-1	"	Глыбы эпилотизированных гнейсов	5
71	III-1	Р.Бол.Иракан	Глыбы, обломки пиритизированных амфиболитов	5
108	IV-2	Р.Зен	Спектрометаллометрический ореол	5
124	IV-4	Р.Кучури	Кварц-сульфидная жила	5
		С и н е ц		
2	I-1	Р.Бол.Иракан	Спектрометаллометрический ореол	2
11	I-3	Р.Этмат	То же	3
29	I-4	Р.Урвачи	"	3
38	II-1	Р.Акивдик	Зона окварцевания с яркой окраской гальки и сфалерита	2
51	II-3	Руч.Чокорто	Спектрометаллометрический ореол	3

1	2	3	4	5
52	II-3	Руч.Покорто	Вкрапленность галенита в пегматите	3
58	II-4	р.Мадааски	Вкрапленность галенита и молибденита в гранодиоритах	3
59	II-4	р.Мадааски и р.Мукундакан	Спектротеталлометрический ореол	3
94	IV-1	Руч.Сивакан	То же	5
102	IV-2	Руч.Нельтак	"	5
109	IV-3	Руч.Джагдачи	"	5
121	IV-4	р.Купури	"	6
Цинк				
50	II-3	Левобережье р.Джагарма	Кварцевые жилы с пиритом, сфалеритом, молибденитом	3
Никель				
44	II-1 III-1	руч.Курулгандяк	Спектротеталлометрический ореол	5
Мышьяк				
I	I-1	р.Итмиди	Остатки пород с вкрапленностью арсенопирита	2
Благородные металлы				
Золото				
53	II-3	р.Джагарма	Шлиховой ореол	7
75	III-2	Междуречье Бутачи и Бол.Амну-са	Спектротеталлометрический ореол	3

94

1	2	3	4	5
99	IV-1	р.Мал.Ванта	Шлиховой ореол	5
104	IV-2 IV-3	Руч.Локшак	То же	5
107	IV-3	р.Карчелак	Шлиховой ореол	5, 6
123	IV-4	р.Купури	Глыбы притизированных микродиоритов, гнейсов и кварцитов	1
Редкие металлы				
Вольфрам				
15	I-3	р.Мал.Джарыскин	Шлиховой ореол	2
Молибден				
4	I-1	р.Бол.Иракан	Спектротеталлометрический ореол	2
9	I-2	р.Бол.Джарыскин	Скарпированные мраморы	2
12	I-3 I-4	реки Эмгата и Джагарма	Спектротеталлометрический ореол	3
14	I-3	р.Мал.Джарыскин	Шлиховой ореол	2
16	I-3	"	Спектротеталлометрический ореол	2
23	I-4	р.Джагарма	Шлиховой ореол	3
24	I-4	"	Вкрапленность молибденита в гранодиоритах	3
25	I-4	"	Остатки окварцованных гранодиоритов	3
26	I-4	"	Прожилки кварца с молибденитом	3

95

1	2	3	4	5
27	I-4	р. Джатарма	Прожилки кварца с молибденитом	3
28	I-4	"	Вкрапленность молибденита в гранит-порфирах	3
31	I-4	р. Уркачи	Тонкий кварц с вкрапленностью молибденита	3
32	I-4	р. Джатарма	Спектротометрический ореол	3
36	II-I	р. Акивдык	То же	2
37	II-I	р. Бол. Иракан	Кварцевые жилы с молибденитом	2
39	II-I	Междуречье Бол. Иракан- Акивдык	Обломки кварца с пиритом	2
40	II-I	Бол. Иракан	То же	2
41	II-I	Междуречье Бол. Иракан- Акивдык	Прожилки кварца в граните	2
42	II-I	р. Акивдык	Кварцевые жилы с молибденитом	3
43	II-I	Руч. Амундаты	Спектротометрический ореол	5
47	II-3	Руч. Чокорто	То же	3
49	II-3	Водораздел р. Джатарма и руч. Чокорто	Ободренные, сульфидизированные гнейсы	3
60	II-4	Водораздел рек Макдаса и Унина	Обломки кварца с молибденитом	3

1	2	3	4	5
68	III-I	р. Бол. Иракан	Обломки кварца	5
78	III-3	р. Зен	Кварцевые прожилки с молибденитом	2
79	III-3	"	Вкрапленность молибденита в кварцевых прожилках и амфиболитах	2
86	III-4	р. Иналги	Тонкий кварц с молибденитом	3
97	IV-I	р. Онони	Вкрапленность молибденита в гнейсах	5
98	IV-I	р. Онони	Кварцевая жила с молибденитом	5, 6
100	IV-I	"	Спектротометрический ореол	5
105	IV-3	р. Зен	Обломки кварца с молибденитом	5
114	IV-3	р. Купури	То же	5
115	IV-3	Руч. 2-ой Локшак	Спектротометрический ореол	5
116	IV-3	"	Вкрапленность молибденита в обломках кварца	5, 6
122	IV-4	р. Купури	Спектротометрический ореол	6
126	IV-4	"	Прожилки кварца с молибденитом	

1	2	3	4	5
45	П-1	Нисоин, гавтал р.Бол.Дракан	Шликовой ороон	5
3	1-1	Р.Итхмд	Трафитовые гнейсы	2
10	1-2	"-	Биотит-трафитовые гнейсы	2
17	1-3	р.Джатарма	Двуспидные гнейсы с монацитом	8
18	1-3	"-	Вкрапленность цинкит-подобного минерала в осиститовых гнейсах	8
22	1-3	"-	Жила кварц-полевошпатовых метасоматитов	8
62	П-4	р.Мандаски	Мусовитовые гнейсы	3
74	Ш-1, IV-1, IV-2, IV-3, IV-4	Междуречья Оно-ни - Якодонит-Зен-Кучур-Кингиджан	Шликовой ороон	5, 6
76	Ш-2	р.Якодонит	То же	5
128	IV-4	Ручьи Ничван, Зинакатыджан	"-	6
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
С и л и к а т н ы е				
Слюда-мусковит				
6	1-2	р.Итхмд	Петматитовая жила	2

1	2	3	4	5
7	1-2	р.Итхмд	Петматитовые жилы	2
8	1-2	"-	Петматитовая жила	2
19	1-3	р.Эгмата	То же	8
20	1-3	"-	Две петматитовые жилы	8
21	1-3	р.Джатарма	Петматитовая жила	8
33	1-4	"-	Три петматитовые жилы	8
34	1-4	"-	Три петматитовые жилы	8
56	П-4	р.Мандаски	Петматитовая жила	7
57	П-4	"-	То же	7
61	П-4	"-	Три петматитовые жилы	7
63	П-4	р.Мунгударан	Глубокая петматитовая жила	7
64	П-4	Водораздел рек Мандаски-Мунгударан	Петматитовая жила	7
65	П-4	р.Мандаски	Петматитовая жила	7
66	П-4	Водораздел рек Унина и Мунгударана	Длиная петматитовая жила	7
67	П-4	р.Унин	То же	7
95	IV-1	р.Онони	Петматитовые жилы	5
108	IV-3	р.Зен	Петматитовая жила	5

1	2	3	4	5
112	IV-3	Р.Кутури	Петматитовые жилы	5
120	IV-4	Водораздел рек Кутури-Карчеглак и руч. Карандаш	То же	6
127	IV-4	Руч. Ниччан	" "	6
5	I-2	р. Зен	Пачки биогит-графит- товых пнейсов	2

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	25
Тектоника	50
Геоморфология	60
Полезные ископаемые	65
Подземные воды	81
Литература	83
Приложения	88

В брошюре пронумеровано 102 стр.

Редактор М.А. Трифонова
Технический редактор Е.М. Павлова
Корректор Н.Н. Смирнова

Сдано в печать 17/III 1973 г. Подписано к печати 28/X 1974 г.
Тираж 200 экз. формат 60x90/16 Печ. л. 6,5 Заказ 1007с

Центральное специализированное производственное
хозяйственное предприятие
Всесоюзного геологического фонда